Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz.

Von der

Kgl. Technischen Hochschule zu München

zur Erlangung der Würde eines

Doktors der technischen Wissenschaften (Doktor-Ingenieurs)

genehmigte Dissertation.

Vorgelegt von

Matthäus Schuster,
Assistent an der Geognostischen Abteilung des Kgl. Oberbergamts zu München.

Referent: Professor Dr. Konrad Oebbeke.
Korreferent: Professor Dr. Ludwig von Ammon.

Tag der mündlichen Prüfung 20. Februar 1907.

München.
Kgl. Hof- und Universitäts-Buchdruckerei von Dr. C. Wolf & Sohn.
1907.

Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz.

Von der

Kgl. Technischen Hochschule zu München

zur Erlangung der Würde eines

Doktors der technischen Wissenschaften (Doktor-Ingenieurs)

genehmigte Dissertation.

Vorgelegt von

Matthäus Schuster,

Assistent an der Geognostischen Abteilung des Kgl. Oberbergamts zu München.

ACAD. LUGD. BAT. BIBL.

Referent: Professor Dr. Konrad Oebbeke.
Korreferent: Professor Dr. Ludwig von Ammon.

Tag der mündlichen Prüfung 20. Februar 1907.

München.

Kgl. Hof- und Universitäts-Buchdruckerei von Dr. C. Wolf & Sohn.

1907.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547427_0035

Einleitung.

Ein Blick auf die geologische Karte der Länder am Niederrhein lehrt uns, daß keiner dieser Landstriche einen derartigen Reichtum an Eruptivgesteinen aufweist, wie gerade das Saar-Nahe-Gebiet.

Im Südwesten von der Saar und der ihr tributären Prims, im Südosten von dem Pfälzer Waldgebirge (Haardt) begrenzt, wird dieses Gebiet im Nordwesten von dem zum rheinischen Schiefergebirge gehörigen Hochwald und dem Hunsrück abgeschlossen, während seine nordöstliche Grenze durch das rheinhessische Hügelland und zwar ungefähr durch den Verlauf der nördlich von Kreuznach in die Nahe mündenden Wies gebildet wird.

Das über 100 km lange und mehr als 30 km breite Gebiet wird zu einem beträchtlichen Teil von der Nahe und ihrem Nebenfluß, dem Glan, in südwest-nordöstlicher Richtung durchzogen, durch welche Richtung auch das Hauptstreichen der Eruptivgebilde angegeben ist.

Eine Wanderung durch dieses landschaftlich reizvolle Gebiet eröffnet dem Geologen auch eine Fülle von geologisch und petrographisch interessanten Bildern.

Da setzen in der nordwestlichen — politisch fast ganz zu Rheinpreußen gehörigen — Hälfte, dem Gebiet der Nahe im engeren Sinne, mächtige Massen von Eruptivgestein die Landschaft zusammen und verleihen, nur zu einem Teil mit Sedimenten überlagert, dieser ein malerisches, felsiges Gepräge; im südöstlichen Teil, dem eigentlichen Gebiet des Glans, oder dem Nordpfälzer Bergland, treten solche Gebilde in den Hintergrund. Hier beherrschen einige mächtige Erhebungen, ihrem Gestein nach eruptiver Natur, das Gelände. Öfters durchsetzen an Umfang nicht gerade bedeutende Pfeiler und selbst langgestreckte Gänge von eruptivem Gestein die Schichten, durch die Verwitterung aus diesen herausgemeißelt, oder oft ansehnliche Züge von Eruptivgestein sind zwischen die Schichten eingebettet, nicht selten auf weite Strecken an den Hängen verfolgbar.

Die Sedimente (Permokarbonbildungen) sind im großen und ganzen in flache Falten gelegt; sie bilden breite, massige Hügel und Berge, die Täler sind häufig tief eingefurcht, so daß das Gebiet einen stark wellig ausgebildeten Oberflächenverlauf besitzt.

Der Unterschied in der Verteilung der Eruptivmassen im Saar-Nahe-Gebiet ist auf geologischen Vorgängen begründet. Bei den Eruptivgesteinen des nordwestlichen Teils findet man nämlich, daß innerhalb ihrer Haupterstreckung mehrfach Magmen übereinander geflossen sind, die nach Absatz des Unterrotliegenden durch dessen muldenartig gelagertes Schichtensystem drangen und sich darüber meist ungestört ausbreiteten; der bayerische Südostteil weist zwar diese Lavadecken ebenfalls auf, ihre horizontale Verbreitung aber gelangt infolge der Steillagerung in den aufgerichteten Sedimenten zum Teil nicht zum wahren Ausdruck. Für dieses Gebiet, das tektonisch der Hauptsache nach als Schichtensattel zu bezeichnen ist, sind nun besonders Gänge und Lagergänge kennzeichnend, die an ungemein zahlreichen Orten die Schichten des Unterrotliegenden durchsetzen oder annähernd in die Schichtfugen eingeschaltet sich vorfinden.

Beiderlei Arten von Gesteinsvorkommnissen dürften im genetischen Zusammenhang stehen, was die häufige Übereinstimmung von Deckengesteinen und Ganggesteinen im chemischen Bestand und in der Struktur bekundet.

Diese vulkanischen Äußerungen waren aller Wahrscheinlichkeit nach — wie auch die gleichmäßige schichtenartige Lagerung der Lavenergüsse und der Mangel an sicher nachgewiesenen Explosionsprodukten beweist — in der großen Mehrzahl keine besonders vehementen. Ihr Weg war bereits durch tektonische Bruchstellen im Schichtenaufbau vorgeschrieben, nämlich durch Sprünge oder Klüfte, auf welchen sie emporquollen oder durch Spalten längs den Schichten, die sie erfüllten.

Nach Dr. O. M. Reis[1]) sind diese tektonischen Zerspaltungen Begleiterscheinungen einer zu Ende des Unterrotliegenden erfolgten sattelförmigen Emporhebung karbonischer und permischer Schichten, wodurch auch die Magmen in der Tiefe befreit wurden. Bis zum Schluß des Oberrotliegenden wurde dieser Sattel (der Pfälzer Sattel) und seine beiden Mulden von mehreren Störungsperioden mit Faltungen und Verwerfungen betroffen, welche unter anderem die früher annähernd horizontalen Lavenergüsse im bayerischen Gebiet zusammen mit den Schichten des Oberrotliegenden steil aufrichteten.

Was den petrographischen Charakter der Eruptivgesteine des Saar-Nahe-Gebietes betrifft, so handelt es sich um chemisch und strukturell recht verschiedene Gesteine. Sie bilden die Glieder einer Reihe, die vom Quarzporphyr bis zum gabbroähnlichen Diabas (Gabbrodiabas) und seinen Verwandten reicht.

Die Quarzporphyre sind auf verhältnismäßig wenige, allerdings ziemlich mächtige stock- oder lagerstockartige Vorkommnisse beschränkt.[2])

Was die übrigen Gesteine angeht, so wurden sie bis vor verhältnismäßig kurzer Zeit mit dem Namen „Melaphyre“ bezeichnet, ohne daß man damit mehr als einen geologischen Begriff verbinden wollte. Erst die Vervollkommnung des Polarisationsmikroskops und seine Anwendung durch bedeutende Forscher, wie H. Rosenbusch, K. A. Lossen u. a., bahnte der Erkenntnis dieser Gesteine den Weg. Die als „Melaphyre“ bisher kurz bezeichneten Gesteine erschienen unterm Mikroskop noch weit verschiedenartiger, als man nach dem makroskopischen Aussehen schon vermutete und der Sammelname „Melaphyre“ konnte für diese Gesteine im petrographischen Sinne keine Berechtigung mehr besitzen. Eine Reihe von Melaphyr-

[1]) Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken der geognostischen Karte des Königreichs Bayern 1903, „Das Rotliegende (Permisches System)“. S. 129.

[2]) Dr. K. Burckhardt tritt für eine Lakkolithnatur dieser Eruptiva, wenigstens was bayerische Vorkommen betrifft, ein. Geogn. Jahreshefte. XVII. 1904.

gesteinen faßte man als Abkömmlinge eines augitdioritischen Magmas in die eigene Gruppe der Augitporphyrite zusammen, so daß — für das Saar-Nahe-Gebiet — das Erbe der Bezeichnung „Melaphyr“ im großen ganzen auf den Rest der basischen permischen Eruptivgesteine — die man als Derivate eines Gabbromagmas bezeichnen darf — fiel. Doch machten sich aus der Notwendigkeit einer mit fortschreitender petrographischer Kenntnis immer mehr betonten Präzisierung der Gesteinstypen bald Bestrebungen geltend, die auf eine Aufteilung auch der Derivate eines Gabbromagmas in strukturell bestimmtere Gruppen hinarbeiteten, was freilich nur unter einer neuen Einschränkung der Bezeichnung „Melaphyr“ auf eine gewisse bestimmt struierte Gruppe von Gabbroabkömmlingen geschehen konnte. Aber dieser Entwicklungsprozeß ist, bei aller Achtung vor der Überlieferung, doch ein ebenso natürlicher und notwendiger, wie der, welcher gegenwärtig auf die Aufteilung der petrographisch so verschiedenartigen Gesteinsgruppe der Basalte hinzielt.

In den Hauptzügen ist die Wissenschaft sich über die geologische und petrographische Rolle der Eruptivgesteine des Saar-Nahe-Gebietes klar geworden. Doch bedarf es noch mancher eingehender Untersuchungen, um sich über die genauere Beschaffenheit der zahlreichen Einzelvorkommnisse, von welchen vor allem auf bayerischem Boden noch eine Anzahl in Betracht kommt, genau Rechenschaft zu geben und dadurch das geologische und petrographische Gesamtbild möglichst einheitlich und vollkommen zu gestalten.

Diese Untersuchungen wurden schon vor längerer Zeit anläßlich der geologischen Aufnahme der Rheinpfalz begonnen; Oberbergrat Professor Dr. Ludwig von Ammon sammelte ein stattliches Material von Gesteinen und untersuchte selbst mikroskopisch die auf das Blatt „Zweibrücken“ der geognostischen Karte des Königreichs fallenden.[1]) In letzter Zeit wurde von Dr. Ernst Düll eine eingehende Beschreibung von Eruptivgesteinen aus dem Gebiet zwischen Glan und Lauter gegeben, dessen geologische Untersuchung von Dr. Karl Burckhardt und Dr. Otto M. Reis unter Zuhilfenahme der durch Dr. Ludwig von Ammon bereits vorgenommenen Aufnahmen ausgeführt wurde.[2])

Ein von Dr. Otto M. Reis besonders im nordöstlichen Teil unseres Gebietes gesammeltes umfangreiches Material von Eruptivgesteinen wird später zur Untersuchung gelangen. Von außerbayerischen Forschern trug in neuerer Zeit besonders Dr. A. Leppla zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Rheinpfalz bei.[3])

Was die vorliegende Arbeit betrifft, so sollen in ihr die nur auf einen kleinen Teil des Blattes „Kusel“ der geognostischen Karte des Königreichs beschränkten mikroskopisch-petrographischen Untersuchungen Dr. E. Dülls auf das ganze Gebiet

---

[1]) Dr. L. v. Ammon, Die Steinkohlenformation in der bayerischen Rheinpfalz (Erläut. zu Blatt Zweibrücken. 1903).

[2]) Dr. K. Burckhardt, Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Glan und Lauter (Bayer. Rheinpfalz). Hierzu: Geologische Karte des Gebietes vom Königsberg und Potzberg. Geognostisch bearbeitet von L. v. Ammon, O. M. Reis und K. Burckhardt. — Dr. O. M. Reis, Der Potzberg, seine Stellung im Pfälzer Sattel. — Dr. E. Düll: Petrographische Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem Gebiet zwischen Glan und Lauter. Ferner: Ergebnisse petrographischer Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten etc. (Sämtliche Abhandlungen in den Geognostischen Jahresheften. XVII. 1904.)

[3]) Dr. A. Leppla, Der Remigiusberg bei Kusel. Jahrb. für Mineralogie. 1882. II. S. 101. — Über die Lagerungsform des Remigiusberger Eruptivgesteins. Jahrb. f. Min. 1894. I. S. 134. Ferner: Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im SO-Flügel des Pfälzer Sattels. (Jahrbuch d. kgl. pr. geol. Landesanstalt. XIV. 1894.)

des Blattes „Kusel“ ausgedehnt werden. Zum Zwecke einer abgerundeten Darstellung werden hierbei auch noch einige, zum Teil im preußischen Gebiet liegende, zum Teil auf die anstoßenden bayerischen geognostischen Blätter „Zweibrücken“ und besonders „Donnersberg“[1]) fallende interessante Gesteinsvorkommnisse in die mikroskopische Untersuchung mit einbezogen. Die sauren Eruptivtypen auf Blatt „Kusel“ (Porphyre, Felsitporphyre), welche bereits von Dr. E. Düll einer eingehenden Darstellung gewürdigt wurden, fallen nicht mehr in den Kreis der Betrachtung, die lediglich die mikroskopische Untersuchung der basischen Eruptivgesteine zum Gegenstand haben soll. — Somit läßt sich diese Arbeit kurz bezeichnen als „Beiträge zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz“.

Das Material, das dieser Untersuchung zu Grunde liegt, wurde zu einem geringen Teil von mir selbst gesammelt; der größte Teil desselben stammt aus den Aufsammlungen von Herrn Oberbergrat Dr. L. von Ammon, ein weiterer Teil wurde mir von Herrn Landesgeologen Dr. O. M. Reis, der mich auch mit den geologischen Verhältnissen des Untersuchungsgebietes vertraut machte, aus seinen Einsammlungen zur Untersuchung übergeben. Die beigefügten chemischen Analysen wurden von Herrn Landesgeologen Adolf Schwager ausgeführt.

Es sei mir gestattet, den genannten Herren, insbesonders meinem hochverehrten Chef, Herrn Oberbergrat Professor Dr. Ludwig von Ammon, welcher mir das Thema zur Bearbeitung überwies, für die gewährte Unterstützung bei der vorliegenden Untersuchung meinen ergebensten Dank auszudrücken.

An dieser Stelle sei auch meinen hochverehrten Lehrern an der Kgl. Technischen Hochschule zu München, den Herren Professor Dr. Konrad Oebbeke und Privatdozent Dr. Max Weber, welche mich mit Sorgfalt in die Geologie und Petrographie einführten und mich hierdurch zur Ausführung der vorliegenden Arbeit vor allem befähigten, die Versicherung meines wärmsten Dankes zum Ausdruck gebracht.

Hinsichtlich der Illustrationen möge schließlich noch vermerkt sein, daß sie nach Originalzeichnungen des Verfassers reproduziert worden sind.

Allgemeine Petrographie.

Die im folgenden untersuchten Eruptivgesteine stimmen mit den bisher bekannt gewordenen basischen Eruptivgebilden des Saar-Nahe-Gebietes makroskopisch und mikroskopisch, wie auch in ihrem geologischen Auftreten dergestalt überein, daß sie, mit diesen blutsverwandt, auf den gleichen magmatischen Herd in der Tiefe zurückgeführt werden müssen. Dieser Herd jedoch scheint kein einheitlich ausgebildeter zu sein, denn die Untersuchung der Eruptivgesteine führt zu einer Zuteilung derselben in zwei Tiefengesteinsfamilien, in die eines Augitdiorits und in die eines Gabbros.

In der vorliegenden Arbeit ist der Übersichtlichkeit halber diese Zweiteilung deutlich ausgedrückt worden, obwohl, wie noch verschiedene Male hinzuweisen sein wird, eine scharfe Grenze zwischen den Abkömmlingen des einen und des anderen Tiefengesteins vielfach nicht zu ziehen ist.

Es liegt nahe, dies als Hinweis zu betrachten, daß die beiden Tiefenmagmen nicht in getrennten Bassins sich nebeneinander vorfinden, sondern daß vielleicht der basischere Gabbro eine mächtige randliche Faciesbildung des Augitdiorits, ja daß dieser schließlich selbst wieder eine mag-

[1]) Wird zur Publikation vorbereitet.

matische, basische Differenzierung des Granits darstellt, dessen vulkanische Äußerungen wir in einer Anzahl von Quarzporphyrmassiven[1]) in der Rheinpfalz erblicken.

Diese Frage jedoch muß eine offene bleiben, um so mehr als die Eruptionsfolge der Abkömmlinge der beiden Tiefengesteine gewöhnlich jene wünschenswerte Gesetzmäßigkeit vermissen läßt, die zu einer Deutung der Vergesellschaftung der beiden Magmen im letztgeäußerten Sinne einwandfrei berechtigen würde; man müßte denn zu ähnlichen Erklärungsversuchen greifen, wie sie Brögger zur Deutung der Eruptionsfolge altkristallinischer Eruptivgesteine im Becken von Christiania mit Geschick anwandte, die aber im vorliegenden Falle nicht klärend, sondern verwirrend wirken würden.

Als Abkömmlinge eines hornblendearmen, augitreichen Diorits (Augitdiorits) treten uns die Augitporphyrite entgegen, Gang- oder Deckengesteine, die in einer pilotaxitischen,[2]) hyalopilitischen,[3]) fluidalen oder hypokristallinischen[4]) Grundmasse einen basischen Plagioklas, grünlichen Augit und gelegentlich auch Olivin als Einsprenglinge führen (Andesitischer Porphyrit [Weiselbergit] und Labradorporphyrit).

Eine Mittelstellung zwischen einem Augitporphyrit und einem Kersantit nehmen die sogen. Cuselite ein, körnige bis porphyrische Plagioklas-(Orthoklas-)Augitgesteine, mit Einsprenglingen von Plagioklas und Augit beider Kristallsysteme, mit gelegentlichem Biotit und mit Quarz in der körnigen Grundmasse. — Gleichfalls an einen Kersantit erinnert der anscheinend selten vorkommende Augitsyenitporphyr, der durch eine reichliche Führung von Orthoklas in der mikrogranitischen Grundmasse bemerkenswert erscheint.

Den Schluß der Dioritabkömmlinge bildet ein aplitisches Ganggestein, das durch die Mineralkombination Orthoklas oder Plagioklas und Quarz, bei körniger, nicht selten auch mikropegmatitisch-porphyrischer[5]) Struktur ausgezeichnet ist.

Erinnert ein Teil dieser Gesteine einerseits schon durch die Struktur, die sich häufig von der der tertiären Andesite nicht unterscheidet (wie z. B. beim Weiselbergit) an ihre Abstammung von einem dioritischen Tiefengestein, so fehlen doch andererseits nicht Formen, die entweder durch Reduktion der Einsprenglinge und deren Einbeziehung in die grobkörniger gewordene Grundmasse sich an die zur Gabbrofamilie gehörigen Diabase anschließen (manche Cuselite), oder die durch Aufnahme von dunklen Gemengteilen (Augit, Olivin, Erz) entweder in Diabasporphyrite (manche Labradorporphyrite und Cuselite) oder, falls sich dann auch noch Gesteinsglas in größerer Menge an der Bildung der Grundmasse beteiligt, in basaltische (glasreiche) Melaphyre überleiten (z. B. Labradorporphyrite und Weiselbergite).

Als Derivate eines Gabbromagmas treten vor allem die gabbroähnlichen Diabase auf, zumeist Lagergesteine, die mit einem jungpaläozoischen Alter den Strukturhabitus der altpaläozoischen, gabbroartigen Diabase verbinden. Die für sie charakteristische Mineralkombination ist Plagioklas und Augit (monokliner und rhombischer) in grobophitischer[6]) Verwachsung.

---

[1]) Königsberg, Hermannsberg, Donnersberg.

[2]) Wie bekannt, eine Bezeichnung von H. Rosenbusch für eine Grundmasse, die wie ein Filz von leistenartigen Mikrolithen (Feldspäten) erscheint.

[3]) Die Grundmasse setzt sich aus einem innigen Gemenge von wirrgelagerten Feldspatmikrolithen mit Augitkörnchen und dazwischen eingeklemmten Glaspartien zusammen („Glasgetränkter Mikrolithenfilz“ Zirkels).

[4]) Benennung nach Rosenbusch für eine aus kristallinischen Gemengteilen und amorpher Substanz zusammengesetzte Grundmasse.

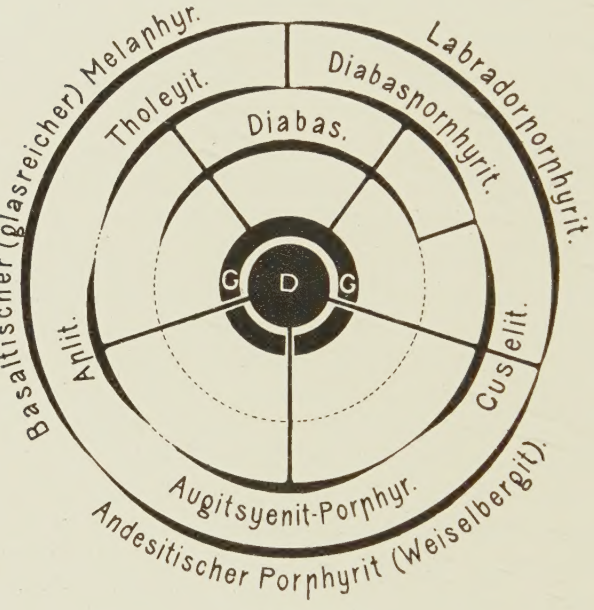
[5]) Die Grundmasse besteht aus Feldspat und Quarz in gegenseitiger, schriftzeichenähnlich im Schnitt erscheinender Durchwachsung.

[6]) Der Augit ist zuletzt oder mindestens mit den Plagioklasen ausgeschieden worden und findet sich von diesen nach allen Richtungen durchschnitten.

Mit den Diabasen eng verbunden sind die sogen. Tholeyite, in deren meist ausgezeichnet schönen ophitischen Gesteinsverband in wechselnder Menge noch eine halbglasige bis subkristallinische Substanz eintritt.

Die direkten porphyrischen Abkömmlinge des Diabases, die Diabasporphyrite, konnten in unserem engeren Untersuchungsgebiet nur an einer Stelle als schlierenartige Bildung aus Diabas nachgewiesen werden.[1]) Sie sind durch eine ophitische Grundmasse und durch Einsprenglinge von Plagioklasen gekennzeichnet. Strukturell stehen sie zum Diabas in einem ähnlichen Verhältnis wie der Granitporphyr zum Granit.[2])

Tritt zwischen die Gemengteile der Grundmasse noch eine subkristallinische, manchmal glasähnliche Substanz ein, so kann man von einer Tholeyitfazies des Diabasporphyrits reden; Tholeyit im oben gegebenen Sinne bildet sich aus diesem Gestein durch Abnahme der Plagioklaseinsprenglinge aus. Übergänge zu den basaltischen (glasreichen) Melaphyren entwickeln sich durch Ersetzung des größten Teils des Grundmasseaugits durch Gesteinsglas und durch Herausbildung von Einsprenglingsaugit und Einsprenglingsolivin. Als Charakteristikum der letztgenannten Gesteine kann die an dunklen Gemengteilen reiche, aus miteinander verschränkten Feldspatleistchen, Augit- und Erzkörnern und einer oft ansehnlichen Menge von Gesteinsglas aufgebaute Grundmasse angesehen werden.



Figur 1.
D = Augitdiorit. G = Gabbro.

Der Olivingehalt der Gabbroabkömmlinge ist ein wechselnder; ein Teil der dem basaltischen (glasreichen) Melaphyr nahestehenden Dioritabkömmlinge (Weiselbergit und Labradorporphyrit) kann ebenfalls Olivin in den Gesteinsverband aufnehmen, der in beiden Fällen im allgemeinen keinen wesentlichen Einfluß auf den petrographischen Habitus ausübt, eine ähnliche Rolle wie der rhombische Augit spielt und ihn unter Umständen zu vertreten scheint.

Die Beziehungen der Eruptivgesteine des untersuchten Gebiets, wie sie im vorstehenden wiedergegeben worden sind, versuchte ich in der Fig. 1 schematisch zur Darstellung zu bringen. Die Erscheinung, daß die Gesteine der einen Tiefengesteinsfamilie sowohl unter sich als auch mit denen der anderen Familie in Zusammenhang stehen, verlangte die Darstellung des Schemas in Form eines konzentrischen Kreissystems, dessen Kern von den Tiefenmagmen Augitdiorit (D) und

[1]) Sie treten anscheinend im Saar-Nahe-Gebiet überhaupt nicht als geologische Körper auf; ihre Äquivalente sind wohl die Tholeyite. — Was man heutzutage als Diabasporphyrit (bei größeren Vorkommnissen aus dem Saar-Nahe-Gebiet angeführt findet, ist teils Cuselit, teils Labradorporphyrit, teils Tholeyit.

[2]) „Strukturell" nur, wegen der eigentümlichen Doppelrolle des Diabases, als tiefengesteinsähnliches Lagergestein und als gelegentliches effusives Deckengestein.

Gabbro (G) eingenommen wird, von welchen sich die übrigen Gesteine ableiten. Der dem Kern am nächsten liegende (punktierte) Kreis wird zum Teil von dem gabbroähnlichen Diabas eingenommen; durch seine Stellung im Schema soll seine eigentümliche Zwischenrolle eines Tiefen- und eines Lagerganggesteins angedeutet sein; auf dem nächsten Kreis liegen die Intrusivlager- und Ganggesteine der Tholeyite und der Diabasporphyrite, der Cuselite, Augitsyenitporphyre und Aplite; der äußerste Kreis ist von den basaltischen (glasreichen) Melaphyren, den Labradorporphyriten und den andesitischen Weiselbergiten als den ausgeprägtesten Effusivgesteinen eingenommen.

Alle abgeleiteten Gesteine, die durch direkte strukturelle Übergänge im Zusammenhang stehen, sind peripher oder radial miteinander verbunden.

Wie man aus dem Schema ersieht, sind fast alle Gesteinstypen mit Gesteinen der eigenen oder der anderen Familie durch Übergänge in Verbindung zu bringen. Nur die dioritverwandten Aplite lassen sich vermöge ihrer eigenartigen petrographischen Stellung nicht direkt mit irgend einem anderen abgeleiteten Gestein in Beziehung setzen.

Was das Schema betrifft, so sei betont, daß es nur Anspruch auf den Versuch einer Darstellung der Differenzierung zweier Tiefengesteine und des Zusammenhangs der Differenzierungsprodukte untereinander erhebt, wie sie die Untersuchung der Eruptivgesteine für ein bestimmtes Gebiet ergab.[1]) Jeder andere Sinn, insbesonders die Darstellung der geologischen Bedeutung der einzelnen Gesteinsformen im Aufbau des untersuchten Gebietes, war von vornherein nicht beabsichtigt.

Abkömmlinge eines Gabbromagmas.

Unter dem allgemeinen Begriff „Melaphyre“ wurden bisher sämtliche paläovulkanischen Ergußgesteine eines Gabbromagmas zusammengefaßt, die ihrem Mineralbestand und ihrer Struktur nach olivinfreie oder olivinhaltige Plagioklas-Augitgesteine darstellen, meistens durch deutliche porphyrische Struktur und durch beträchtliche Mengen farbiger Gemengteile unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse ausgezeichnet.[2])

Im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes treten sie in enger Vergesellschaftung mit Diabasen oder diabasverwandten Tholeyiten auf, so daß diese als diabasische oder doleritische Melaphyre oder als „Diabasfazies der Melaphyre“ mit in den Begriff „Melaphyr“ eingereiht wurden, der demnach nicht mineralogisch bestimmt war, sondern einen Sammelbegriff darstellte.

Er umfaßte denn für die Verhältnisse des rheinischen Perms die ganze ununterbrochene Gesteinsreihe vom grobophitischen Diabas (Gabbrodiabas) durch den Diabasporphyrit zum glasreichen eigentlichen Melaphyr, wozu noch die sogen. „Spilite“[3]) und die Tholeyite kamen, letztere Gesteine, in deren ophitischen Gesteinsverband untergeordnet eine subkristallinische oder halbglasige Substanz eintritt.

Ein Sammelbegriff, wie der des „Melaphyrs“, der teils typisch körnige, teils ausgezeichnet porphyrische Gesteine in sich schließt, ist, wie ich glaube, nur ge-

---

[1]) Es ist somit nicht ausgeschlossen, daß in anderen Eruptionsgebieten des Saar-Nahe-Landes die Differentiation der Tiefenmagmen nicht auch noch andere Wege gehen und daß insbesonders die Beziehungen der Eruptivgesteine sich nicht auch etwas verschieben oder erweitern könnten. Oft ist es schwierig zu erkennen, ob bei einem vorliegenden Mischtypus eines Gesteins es sich um einen normalen, durch die natürlichen Verwandtschaftsverhältnisse bedingten Übergang zwischen zwei Gesteinen handelt, oder ob nur eine im Schmelzfluss stattgehabte mechanische Vermengung zweier nicht zunächst (oder überhaupt nicht) verwandter Gesteinsdifferenzierungen vorliegt. Gerade hierdurch wird eine nur einigermaßen der Wirklichkeit entsprechende graphische Darstellung der Beziehungen der Gesteinsdifferenzierungsprodukte erschwert.

[2]) H. Rosenbusch, Mikr. Physiographie d. mass. Gest. II. 1896. S. 1051.

[3]) „Einsprenglingsfreie oder doch sehr einsprenglingsarme, durch ihre auffallende Neigung zur Mandelsteinbildung ausgezeichnete, leicht verwitternde und glasführende Melaphyre“ (Rosenbusch), Gesteine, die für meine Untersuchungen nicht in Betracht kommen.

eignet, die Unsicherheit, die jetzt noch hinsichtlich der Definition des Melaphyrs gelegentlich zum Ausdruck kommt, zu erhöhen. Diese Unsicherheit würde behoben und das Verständnis der permischen Eruptivgesteine unseres Gebietes wesentlich gefördert, wenn man den „diabasischen und doleritischen Melaphyren", unbekümmert um ihr relativ junges Alter, die Bezeichnung „Diabase" und „Diabase mit subkristallinischer bis halbglasiger Zwickelsubstanz" (mit dem Lokalnamen „Tholeyite") gibt.[1]) Die durch die Überlieferung geheiligte Bezeichnung „Melaphyr" mag immerhin auf jene ausgezeichnet porphyrischen Augit-Plagioklasgesteine angewendet werden, die bei einem Kieselsäuregehalt von nicht über 55 % und einem entsprechenden Reichtum an zweiwertigen Metallen eine glasreiche divergentstrahlige Grundmasse aufweisen. In der wissenschaftlichen Praxis bezeichnet man häufig diese Gesteine als „basaltische" Melaphyre, um ihre Ähnlichkeit mit manchen Feldspatbasalten darzutun; der Mangel auch eines festen petrographischen Begriffes des Wortes „basaltisch" läßt es aber rätlich erscheinen, diese Bezeichnung durch das Attribut „glasreich" schärfer zu bestimmen.

Somit löst sich für unser Gebiet die „Melaphyrgesteinsreihe" auf in Diabase — Diabase mit subkristallinischer Zwickelsubstanz (Tholeyite) — Diabasporphyrite und basaltische (glasreiche) Melaphyre. Das Verhältnis der letzteren zum Diabasporphyrit und Diabas ist hierbei strukturell ein ähnliches, wie das eines glasreichen Quarzporphyrs zum Granitporphyr und Granit.

In der makroskopischen und mikroskopischen Struktur weichen die Abkömmlinge eines Gabbromagmas zum Teil erheblich voneinander ab.

Die Unterschiede in der Ausbildung waren bedingt durch die physikalischen Verhältnisse der Umgebung des erstarrenden Magmas. Stock- und lagerartige Massen pflegen häufig von Diabasen und Tholeyiten, Gänge von basaltischen (glasreichen) Melaphyren und porphyritischen Tholeyiten, Decken gerne von basaltischen (glasreichen) Melaphyren gebildet zu werden.

Kann man somit auch die Abkömmlinge eines Gabbromagmas in verschiedene, in der typischsten Ausbildung wohl voneinander unterscheidbare Gruppen einteilen, so wird bei der Untersuchung der häufigen Übergangsformen doch immer auch die subjektive Empfindung über die Zuteilung derselben zu dieser oder jener Gruppe mit zu entscheiden haben.

I. Diabas mit gabbroähnlicher Struktur (Gabbrodiabas).

Neben den effusiven Decken im unteren Oberrotliegenden begegnen uns im bayerischen Anteil des Saar-Nahe-Gebietes nur an wenigen Stellen ausgedehntere Vorkommnisse von eruptivem Gestein aus der Familie des Gabbros. Das bedeutendste hiervon ist der mächtige Eruptivgesteinskomplex, der im Lautertal sein westliches und im Alsenztal sein östliches Ende besitzt, während er ungefähr in seiner Mitte um das Dorf Niederkirchen zur größten Horizontalerstreckung gelangt.

---

[1]) K. A. Lossen erkennt den Ausdruck „Diabas" für die diabasischen Gesteine des Karbons und des Rotliegenden nicht an. Nach ihm sind sie nur „Diabasfazies eines Melaphyrs", da echte Diabase nicht jünger als devonisch sein sollen (Z. d. d. g. G. XXXVIII. 1886. S. 921). — Die preußische geologische Landesaufnahme bezeichnet nunmehr die Diabase und Tholeyite als „Mesodiabase" und „Mesodolerite". An dem Gebrauch des Wortes „Mesos" für Gesteine aus einer paläozoischen Formation übt van Werveke (Erläuter zu Blatt Saarbrücken S. 112) eine nicht ganz ungerechtfertigte Kritik aus.

Dieser geologisch eine zwischen die Schichten des Unterrotliegenden eingebettete Intrusivmasse darstellende Gesteinskomplex — das Niederkirchner Massiv — wird ziemlich allgemein in der Litteratur nunmehr als „Tholeyit" aufgeführt,[1]) welche Bezeichnung meines Erachtens aber nur für die Oberflächenpartien dieses Massivs, d. h. für die der Schichtenhülle näher gelegenen und durch die Erosion am häufigsten freigelegten Gesteinspartien gelten kann. Der Kern der Intrusivmasse hingegen wird von einem grobophitischen, gabbroähnlichen Diabas, dem ich deswegen die Bezeichnung „Gabbrodiabas" geben möchte, eingenommen. Er ist gegen die umgebenden Schichten zu umhüllt von der stellenweise mächtigen Schale einer als „Tholeyit" bezeichneten Gesteinsmodifikation, die, mit dem Kern durch Übergänge verbunden, sich in der typischen Ausbildung durch eine oft nicht unansehnliche Menge einer eigenartigen, subkristallinischen Substanz zwischen den Gesteinsgemengteilen vom Diabaskern unterscheidet. Mit der Entfernung vom Kern des Intrusivlagers wird die tholeyitische Ausbildung des Diabases feinkörniger und porphyrischer, besonders dort, wo sie als Ausstrahlung vom Hauptkomplex getrennt erscheint, und schließlich kann sich aus dem tholeyitischen Gestein, wo die Verhältnisse der Kristallisation günstig lagen, eine Gesteinsausbildung vom Typus der effusiven basaltischen (glasreichen) Melaphyre entwickeln. Neben den tholeyitischen und melaphyrischen Entwicklungsformen des Gabbrodiabases findet sich auch eine diabasporphyritische (S von Niederkirchen), so daß der Gabbrodiabaskern der Niederkirchner Intrusivmasse das Ausgangsgestein für alle übrigen gabbroverwandten Eruptivgesteinsformen auf einen nicht unerheblichen Flächenraum hin bildet.

Um die Niederkirchner Intrusivmasse mit ihrem Gabbrodiabaskern gruppiert sich fast die Hälfte der von mir im folgenden beschriebenen Gesteine aus der Gruppe des Diorits wie des Gabbros. Teils stehen sie in direktem Zusammenhang mit dem Niederkirchner Massiv, teils sind sie mit ihm aufs engste vergesellschaftet. Auf eine ausführliche geologische Darstellung der Lagerungsverhältnisse des Niederkirchner Gesteinskomplexes, wie sie dessen Wichtigkeit eigentlich erfordert, kann ich leider nicht eingehen, ohne die Grenzen dieser Arbeit nicht weit zu überschreiten. Eine Darstellung der geologischen Rolle, die das Niederkirchner Intrusivgestein und die ihm im Norden und Osten benachbarten Eruptivgesteinsvorkommen im Aufbau des Gebietes einnehmen, wird Herr Dr. O. M. Reis, der das Gebiet um das Niederkirchner Massiv neben Herrn Oberbergrat Dr. L. von Ammon geologisch untersuchte, im Anschluß an die petrographischen Untersuchungen in diesen Jahresheften niederlegen. Für die engeren Zwecke der Arbeit dürften einige allgemein gehaltene, in den Text eingeflochtene geologische Hinweise und ein von mir nach den amtlichen Aufnahmen der beiden eben genannten Autoren gefertigtes Kärtchen mit der Übersicht der Verteilung und der Form der Eruptivgesteine in der Niederkirchner Gegend genügen.[2])

Das Hauptmaterial zur mikroskopischen Untersuchung des Gabbrodiabases lieferte der verlassene Steinbruch 1 km südlich von Niederkirchen, der auf einem eng begrenzten Raum eine Anzahl von petrographisch interessanten Erscheinungen zeigt. Dort baut sich eine mächtige Wand aus einem Gestein auf, das nach der

[1]) Man vergleiche beispielsweise H. Rosenbusch, loc. cit. S. 1074.

[2]) Eine Anzahl von Eruptivgesteinsvorkommnissen finden sich auf der Karte mit Zahlen versehen, auf die in der jeweiligen Beschreibung zur leichteren Auffindung der Örtlichkeiten verwiesen werden wird.

Untersuchung als ein gabbroähnlicher Diabas mit Hinneigung zur tholeyitischen Ausbildung bezeichnet werden kann. Wir befinden uns demnach an der Grenzregion vom Gabbrodiabaskern zu seiner randlichen tholeyitischen Modifikation und zwar fast näher dem ersteren als der letzteren. Denn die nur mikroskopisch erkennbaren Anzeichen tholeyitischer Entwicklung sind meist geringfügig und mitunter überhaupt nicht nachweisbar. Man hat jeden Grund, anzunehmen, daß nach der Tiefe zu das Gestein dieselbe gabbroähnliche Entwicklung zeigen wird, wie sie an dieser Übergangszone zur tholeyitischen Modifikation da und dort an dem Gestein beobachtet werden kann; die Schilderung der mikroskopischen Eigenschaften des Gabbrodiabases aus der Randzone des Niederkirchner Massivs dürfte demnach wohl auch in allen wesentlichen Punkten für den eigentlichen Gabbrodiabaskern dieser großen Intrusivmasse Geltung haben. — Aus dem gabbrodiabasischen Anteil der Gesteinswand entwickelt sich, wie einer genaueren Beobachtung nicht entgehen kann, eine ziemlich mächtige Schliere von Diabasporphyrit, dessen Beschreibung Aufgabe des nächsten Kapitels sein wird.

Figur 2.
Gabbrodiabas von Niederkirchen.
Dünnschliffbild $\left(\frac{70}{1}\right)$. Nicols gekreuzt.
p = Plagioklas. ua = Uralitisierter Augit.
ra = Rhombischer Augit.

Der ganze Gesteinskomplex ist durchzogen von mehreren fremden Eruptivgesteinsgängen (nach der mikroskopischen Untersuchung überraschenderweise ein Aplit[1]) und ein dichtes cuselitartiges Gestein), sowie von Adern von grobkristallinischem Kalkspat und von Roteisenerz. Diese Erscheinungen deuten darauf hin, daß der Gesteinskomplex noch einem postvulkanischen Angriff ausgesetzt war, was auch die mikroskopische Untersuchung bestätigt.[2]) Die Gesteinswand zeigt sich ziemlich regelmäßig in vertikale dicke, von NW. nach SO. streichende Platten abgesondert, die auch durch die fremden Gesteinsgänge hindurchsetzen (vgl. auch Fig. 14, S. 51).

Makroskopisch bietet der Gabbrodiabas keine besonderen Eigenschaften: Er ist ein etwas über mittelkörniges unfrisches Plagioklas-Augitgestein. Der Feldspat bildet trübe unregelmäßige, der Augit schwarze glanzlose Körner. Die allgemeine Färbung des Gesteins ist grau infolge des Durchdunkelns des Augits durch den überwiegenden Feldspat. Die Verwitterungsrinde ist braun.

[1]) Diese Gänge finden sich noch an mehreren Stellen des Niederkirchner Massivs. Sie werden den Gegenstand eines eigenen Kapitels bilden.

[2]) Die schon von Gümbel erwähnten zahlreichen Vorkommnisse von Zeolithen und anderen wasserhaltigen Silikaten auf Klüften des Niederkirchner Gesteins (Sattelberg nördlich von Niederkirchen) weisen ebenfalls auf einen postvulkanischen Angriff hin, dem sonach das ganze Massiv ausgesetzt war (Bavaria. IV. S. 46 und Geologie von Bayern. II. S. 974).

Das mikroskopische Bild des Gesteins ähnelt dem eines Gabbros, dessen Diallag durch basaltischen Augit ersetzt ist (Fig. 2).

In den Fugen zwischen den ansehnlichen tafeligen oder gedrungen-prismatischen Feldspatkörnern ist der Augit in meist unregelmäßigen, selten halbwegs idiomorphen Körnern eingeklemmt, deren häufig übereinstimmende optische Orientierung die Zugehörigkeit zu einem großen zerstückelten Augitkorn beweist. Die Struktur des Gesteins muß demnach als eine grobophitische (gabbroähnliche) bezeichnet werden.

Der weitaus vorherrschende Feldspat ist ein meist stark basischer, dem Labrador nahestehender, mehr oder minder in kaolinische, serizitische oder in — noch später zu besprechende — zeolithartige Substanzen zersetzter Plagioklas, dessen feine Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz zumeist durch die Zersetzungsprodukte überwuchert ist. Bemerkenswert ist der Mangel an kalzitischen oder chloritischen Zersetzungserscheinungen.[1])

Der zwischen den Feldspäten eingekeilte Augit bildet im frischen Zustande lichtrötliche, meist allotriomorphe Körner, die oft Neigung zu stengeliger Ausbildung zeigen. Neben der bekannten prismatischen Spaltbarkeit von annähernd 90° finden sich noch scharfe Risse nach der Querfläche. Zwillinge nach letzterer sind weit verbreitet. In der Mehrzahl der Präparate ist der Augit ein monokliner Pyroxen; rhombischer Augit, stets zu faserigem bastitähnlichem Serpentin zersetzt (faserig parallel der Hauptachse des Augits; pleochroitisch: bräunlichgrün ∥ c, gelb ∥ a) ist seltener, tritt aber gerne annähernd idiomorph auf (Fig. 2).

Ganz allgemein ist eine Umwandlung des vorherrschenden monoklinen Augits in olivengrüne uralitische Hornblende, die sich in den Anfangsstadien durch Bildung eines mit zahllosen Spitzchen ins Innere des Augitkorns vorgreifenden grünen Saumes kund gibt, während der übrige Teil des Korns in ein feines schilfiges Aggregat von annähernd parallel zu einer Spaltbarkeit angeordneten Nädelchen (Ch_z +), die sich nur bei gekreuzten Nicols wahrnehmen lassen, umgewandelt ist. Eine parallel den Fäserchen dahinwandelnde Auslöschung läßt sich häufig wahrnehmen, was wohl auf eine gekreuzte Lagerung der Uralitfäserchen hindeuten dürfte. An einem Individuum konnte ich in der Tat eine Lagerung der Fäserchen unter einem Winkel von 120° (Hornblendespaltungswinkel!) beobachten.[2]) In Augitzwillingen sind die Uralitnädelchen symmetrisch zur Zwillingsnaht orientiert. Mit der Zunahme der Uralitisierung erhöht sich die Menge der Nädelchen und die Intensität der Färbung, bis schließlich ein braungrünes dichtes Hornblendeaggregat von der Form des ursprünglichen Augits resultiert.

Merkwürdigerweise findet sich neben der Uralitisierung des Augits noch eine Umwandlung desselben in braune Hornblende, die sich mitunter als randliche Anwachsung in Gestalt kleiner Schmitzchen (Absorption: c = b braun, a lichtbräunlich; c : c = 22°) vorfindet.

Ein kleiner Teil der Augite ist im Gegensatz zu dem umgewandelten Hauptteil bemerkenswert frisch.

Recht auffallend ist an einer Gesteinsprobe[3]) der Reichtum an Epidot, der entweder in Nestern von Erbsen- bis Nußgröße im Gestein auftritt oder Sprünge in den Feldspäten, sowie die Fugen derselben untereinander auskleidet. Er ist teils körnig und gelappt, teils radialstrahlig oder schuppig, in den nesterartigen

---

[1]) Auch die von diesem körnigen Gestein sich ableitenden porphyrischen Ausbildungen lassen diese Umsetzung vermissen. H. Rosenbusch schreibt (Mikr. Phys. d. mass. Gest. II. 1896. S. 281) diesen Mangel den Gabbrogesteinen zu und benützt ihn sogar zur Trennung der an kalzitischen Zersetzungserscheinungen reichen, echten Diabase von den Gabbrogesteinen. (Ebenda S. 1098.)

[2]) Bezüglich „schiefer Lagerung von Uralitfasern" vergleiche man: A. Leppla, Der Remigiusberg bei Kusel. J. f. Min. 1882. II. S. 115.

[3]) Entnommen der Mitte der Gesteinswand aus dem verlassenen Bruch südlich von Niederkirchen. Makroskopisch ist die Probe dioritähnlich; die dunklen körnigen bis stengeligen Gemengteile sind zum Teil grünlich angehaucht.

Vorkommnissen farblos, sonst intensiv grün gefärbt, mit einem Pleochroismus teils von braungelb (∥ der Faserachse) zu lichtgrün (⊥ dazu), teils von blaugrün zu fast farblos.

Die getreue Ausfüllung von Lücken und Sprüngen in den Feldspäten mit Epidotstrahlenbündel, ohne daß sich diese weiter über das Feldspatkorn ausbreiteten, dürfte gegen eine Annahme der Bildung des Epidots aus den Plagioklasen — nach Art der Saussuritisierung — sprechen. Das häufige Vorkommen des Epidots in den Fugen oder Zwickeln der Feldspatkörner könnte wohl verleiten, ihn als eine Umbildung aus Augit — dessen Stelle er in diesem Falle ja einnimmt — erscheinen zu lassen, wobei aber immerhin das engbenachbarte Vorkommen von unzersetztem Augit neben Epidot beachtenswert ist. Die Erscheinung aber, daß auch durch das Präparat setzende feine Risse mit Epidot ausgeheilt sind, sowie das merkwürdige nesterartige Auftreten von farblosem, körnig angeordneten und in den buntesten Tönen interferierenden Epidots, wobei die Wände der Nester eine Auskleidung von grünem Epidot tragen,[1]) berechtigt zur Annahme, daß der Epidot seine Entstehung dem eingangs erwähnten postvulkanischen Prozesse verdankt, indem eine heiße Minerallösung von Epidot in die Haarspalten des durch überhitzte Dämpfe gelockerten Gesteins hineingepreßt wurde und dort kristallisierte.

Neben dem Epidot, aber von ihm unabhängig, finden sich in einigen Proben aus dem Steinbruch noch eigenartige Mineralaggregate, nach den optischen Eigenschaften ziemlich sicher Zeolithe, die gleich ersterem mikroskopisch nester- und gangförmig auftreten, aber zum Teil auch die Feldspäte überdecken und die ihre Entstehung wohl einer Umbildung von Feldspäten gleichfalls unter dem Einfluß eines postvulkanischen Angriffs verdanken.[2]) Sie zeigen sich dem Auge als farblose und — nur bei gekreuzten Nicols wahrnehmbar — schuppige Gebilde (als direktes Zersetzungsprodukt der Feldspäte) oder als strahlige, fahnen- bis fiederförmige, eng verfilzte Aggregate (als nester- und gangartige Bildungen, entstanden durch Auslaugung und Entführung des Zeoliths aus den Feldspäten), deren Lichtbrechung die Größe 1,5 kaum erreichen dürfte und deren niedere Doppelbrechung sich durch gelblichweiße Interferenzfarben kundgibt. In den strahligen Ausbildungen ist der Zonencharakter negativ (Desmin?).

Die untersuchten Gesteinsproben sind nicht sonderlich reich an titanhaltigem Magnetit, der meist in Körnern, oft von Titanit und Leukoxen begleitet, sich vorfindet.

Apatit zeigt sich in manchen Präparaten häufig in ansehnlichen, nadelförmigen, farblosen Prismen.

II. Diabasporphyrit.

Diabasporphyrit wurde von mir nur in dem bisher mehrmals erwähnten Steinbruch südlich von Niederkirchen als schlierenförmige Differenzierung des Gabbrodiabases (vgl. Fig. 14. S. 51) aufgefunden; Proben dieser Gesteinsart von anderer Seite liegen nicht vor, doch dürfte sie sich in Form von Schlieren wohl noch öfters im Gebiet des Niederkirchner Massivs vorfinden. — Eine Reihe von Dünnschliffpräparaten ermöglichte es mir, die allmähliche Entwicklung des Diabasporphyrits aus dem Gabbrodiabas in schöner Weise zu verfolgen.

---

[1]) In selteneren Fällen ist auch der grüne Epidot umrandet von farblosem bis ganz schwach lichtgrünlichem Zoisit, der in Form von hochlichtbrechenden aber sehr schwach doppelbrechenden, rosenkranzartig aneinder gereihten winzigen Körnchen auftritt.

[2]) Man vergleiche die Hinweise von H. Rosenbusch auf ähnliche Erscheinungen (loc. cit. S. 283). Hier sei an die Angabe von Gümbel (Geologie von Bayern. II. S. 974) nochmals erinnert, wonach auch makroskopisch in der Niederkirchner Intrusivmasse „seltene Zeolithe, wie Analzim, Chabasit, Laumontit (Leonhardit) und Prehnit neben Datolith, Achat, Kalkspat und Grünerde“ gefunden wurden.

Ohne daß die hypidiomorphe, breittafelige Form der Feldspäte des Gabbrodiabases sich im wesentlichen ändert, kann die Menge des Augits in den Interstizien derselben zunehmen. Regelmäßig hüllt er dann eine zweite Generation von schlecht kristallographisch entwickelten, kleinen Feldspatleistchen ein, wodurch die typische ophitische Struktur erreicht ist.

Wenige Zentimeter schon von dem Gabbrodiabasmuttergestein entfernt, beginnt die porphyrische Struktur der Schliere sich deutlich zu entwickeln. Die Feldspäte der zweiten Generation fangen an, den Augit nach allen Richtungen hin zu zerstückeln; der Verband der gabbroid-körnig gefügten, plumpen Feldspäte lockert sich stellenweise, wobei in den Zwischenräumen dieser nun einsprenglingsartig auftretenden Feldspäte die zweite Feldspatgeneration mit dem Augit als eine ophitische Grundmasse sich ausbreitet. Zwischenglieder verbinden beide Feldspatgenerationen. Auf diese Weise bildet sich schließlich ein mittelkörniger Diabasporphyrit heraus, der seiner Abstammung gemäß eine feldspatreiche, divergent-strahlige Grundmasse enthält, in welcher der Augit in die Zwickel der Feldspatleisten zurückgedrängt ist. Die Einsprenglinge werden von Gruppen gedrungener Feldspäte gebildet; der Augit fehlt als Einsprengling,[1]) da er zur Bildung der Grundmasse völlig verbraucht wurde.

Die Grundmassefeldspäte stellen schlecht kristallographisch entwickelte, randlich schartige Leisten dar, von einer Länge von ca. 0,3 mm (am Übergang zum Gabbrodiabas) bis zu 0,1 mm (in weiterer Entfernung vom letzteren). Sie sind alle in Kaolinisierung begriffen (mehlig-bestäubtes Aussehen bei + Nicols).

Der Augit findet sich in kleinen Körnchen in den Interstitien der Grundmassefeldspäte. Zum Teil ist er frisch, meist aber ist er, wie der Gabbrodiabas-Augit, uralitisiert. Untergeordnet scheint auch zu Faserserpentin zersetzter rhombischer Pyroxen an der ophitischen Zwickelausfüllung teilzunehmen.

Mit der Zunahme der Entfernung des Diabasporphyrits von der Gabbrodiabasgrenze stellt sich als Ausfüllung der Feldspatinterstitien auch eine bräunlichgrüne, wirrfaserige chloritische Substanz ein; häufig mit Augit vergesellschaftet, ist sie anscheinend nie durch Übergänge mit diesem verbunden. Trotzdem beide Mineralien augenscheinlich selbständig nebeneinander auftreten, muß eine Entstehung des Chlorits aus Augit doch wohl angenommen werden. Hiefür dürfte auch die zwar selten zu beobachtende Vergesellschaftung von Quarz mit Chlorit sprechen, der sich bei der Umsetzung des Augits zu Chlorit als Nebenprodukt bildete. Als primärer Gemengteil konnte Quarz nur in wenigen Fällen, wo er das letzte Ausscheidungsprodukt darstellte, nachgewiesen werden.[2])

Ganz vereinzelt wurde als Zwickelsubstanz zwischen den Feldspäten der Grundmasse eine farblose, mit Erzkörnchen gespickte, basisähnliche (schwach polarisirende) Substanz aufgefunden, wie sie manchen Tholeyitgesteinen eigen ist. Die hierdurch ausgezeichneten Gesteinsproben kann man somit als „tholeyitische Diabasporphyrite" auffassen.

Die Einsprenglingsfeldspäte, die eine Größe bis zu 3 mm erreichen, zeigen ähnliche Eigenschaften wie die Feldspäte des Gabbrodiabases, aus denen sie ja entstanden sind. Sie sind kristallographisch nicht begrenzt, ausnahmslos zersetzt, gewöhnlich zu Kaolin, weniger häufig zu intensiv interferierenden, mikroskopisch ziemlich bemerklichen farblosen Glimmerblättchen. Auffallend ist die stark

[1]) Vgl. H. Rosenbusch, loc. cit. S. 1059.

[2]) Besonders schön tritt diese Quarzausscheidung bei den später zu besprechenden Cuseliten auf; aus der geringen Menge des Quarzes im vorliegenden Fall dürfte sich aber kaum auf eine Cuselitähnlichkeit dieses Diabasporphyrits schließen lassen.

schartige Entwicklung der Feldspateinsprenglinge, die stellenweise zu einer randlichen Verzahnung mit den Grundmassegemengteilen führt.[1])

Der Erzgehalt dieses Gesteins ist gering und beschränkt sich auf titanhaltiges, in Leukoxenbildung begriffenes Magneteisen in ungeformten Körnchen.

Gleich wie im Gabbrodiabas finden sich auch im Diabasporphyrit Nester von farblosem und grünem Epidot. Kalzitische Zersetzungsprodukte fehlen.[2])

Makroskopisch unterscheidet sich der Diabasporphyrit vom Gabbrodiabas durch seine, nur durch die weißen Feldspateinsprenglinge etwas belebte gleichmäßig graue Farbe, durch ein feineres Korn und die an manchen Stellen schmalbankige Absonderung (vgl. Fig. 14, S. 51).

III. Diabase mit subkristallinischer bis glasähnlicher Zwischenklemmungsmasse (Tholeyitische Diabase, Tholeyite).

Erheblich weiter im Saar-Nahelande und auch in unserem engeren Untersuchungsgebiet verbreitet als die echten Diabase, von welchen mir — wohl mehr zufällig als natürlich begründet — nur ein gabbroid entwickeltes Gestein zur Untersuchung vorlag, sind die Diabase mit „subkristallinischer bis glasähnlicher Zwischenklemmungsmasse", die sogenannten „Tholeyite"[3]) oder, wie ich sie auch bezeichnen werde, die „tholeyitischen Diabase".

Hinsichtlich der Ausbildung der Diabaskomponenten Plagioklas und Augit echte Diabase teils mit schön ophitischem, teils mit gabbroartigem Gefüge, unterscheiden sie sich von den holokristallinischen Diabasen durch den mehr oder minder ansehnlichen Gehalt an einer „subkristallinischen bis glasähnlichen Zwischenklemmungsmasse" (Mesostasis), d. h. einer in der Zusammensetzung wechselnden, undeutlich differenzierten, selten rein glasigen Substanz, die entweder, bei den schlank ophitischen Tholeyiten, zwischen den Feldspatleisten als letzte Ausscheidung da und dort sich eingeklemmt findet, oder, bei den tholeyitischen Gabbrodiabasen und manchen effusiven Tholeyiten, in oft ansehnlichem Maße einer Grundmasse gleich Augit und Feldspatkomplexe zu umhüllen pflegt.

Schon bei Gelegenheit der Besprechung des Gabbrodiabases wurde auf die enge Vergesellschaftung des Gabbrodiabaskerns der Niederkirchner Intrusivmasse mit tholeyitischem Gabbrodiabas hingewiesen und die Ansicht ausgesprochen, daß dieser eine Randfazies des Gabbrodiabases gegen die Schichtenhülle zu sei; zugleich fand die Erscheinung Erwähnung, daß mit der Entfernung vom Gabbrodiabasmuttergestein der tholeyitische Diabas feinkörniger wird, um gelegentlich an den Berührungsstellen mit dem Schichtenkörper oder wo er in apophysenartiger Abzweigung vom Hauptgesteinskomplex in den Schichten sich findet, eine bis zur Herausbildung von basaltischem (glasreichen) Melaphyr sich steigernde porphyrische Struktur anzunehmen.

Diese enge Vergesellschaftung zwischen dem holokristallinischen und dem tholeyitischen Diabas bei intrusiver Lagerung wiederholt sich im Saar-Nahe-Gebiet ziemlich häufig und fand schon lange die Beachtung der Petrographen. Laspeyres belegte die holokristallinischen Diabase mit dem eigenen, aber wenig in Gebrauch gekommenen Namen „Palatinite"; weiterhin wurden diese Gesteine, im Gegensatz zu meiner Auffassung, wo ihre Rolle als Ausgangsgestein für die Tholeyite betont wird, als „Diabasfazies der Tholeyite" bezeichnet, wobei der Hauptgrund wohl die räumlich weitere Verbreitung der Tholeyite im Gegensatz zu den holokristallinischen zumeist in größerer Tiefe lagernden Diabasen gewesen sein dürfte.

---

[1]) H. Rosenbusch (loc. cit. S. 455): Die Gabbroporphyrite des Frankensteins (Odenwald) zeigen dieselbe Erscheinung an den Feldspäten.

[2]) Vgl. Anmerkung 1. S. 13.

[3]) Den Namen „Tholeyit" führte zuerst Steininger ein für das Gestein von der Schaumburg bei Tholey. (Geogn. Beschr. d. Landes zw. d. unt. Saar u. d. Rhein. Trier 1840. Nachtrag 26.)

Im bemerkenswerten Gegensatz zur intrusiven Lagerung der meisten Tholeyite treten tholeyitische Gesteine auch als Oberflächenergüsse im Saar-Nahe-Gebiet auf. So wird — was bayerische Verhältnisse betrifft — von den zwei verbreiteteren in den untersten Schichten des Oberrotliegenden eingeschalteten effusiven Lagern das obere fast ausschließlich von einem tholeyitischen Diabas gebildet, während das untere Lager nur stellenweise tholeyitische Ausbildung zeigt. Beim Versuch, dieses heterogene, teils intrusive, teils effusive Auftreten der tholeyitischen Gesteine zu erklären, drängt sich der Gedanke auf, ob der Schichtenkörper der Mulde, in der die Ergüsse stattfanden und der — nach den späteren Ausführungen von Dr. O. M. Reis — in bevorzugter Weise durch zahlreiche vorausgegangene und noch erfolgende ausgedehnte Intrusionen sicherlich erheblich erwärmt war, nicht im stande sein konnte, eine rasche Abkühlung eines in den Schichten emporquellenden diabasischen Magmas und somit auch die Scheidung in Grundmasse und Einsprenglinge schon in den Anfängen zu verhindern. Die stark abkühlende Wirkung des Meeres, auf dessen Boden die Effusionen jedenfalls sich ausbreiteten, konnte durch die Wärme der Schichten allerdings nicht derart abgeschwächt werden, daß sich ihr Einfluß nicht in der Herausbildung einer glasähnlichen zwischen den Gesteinskomponenten ausgegossenen Mesostasis äußern konnte. — Wenn nun die angenommenen Verhältnisse wirklich bestimmend auf die Struktur des diabasischen Magmas sich zu äußern im stande waren, so konnten sie für die Ausgestaltung des unteren Lagers im Sinne eines

Figur 3.
Kuppelförmige Absonderung des tholeyitischen Gabbrodiabases von der Rauschenmühle, südlich von Niederkirchen.

tholeyitischen Gesteins nur an einzelnen Stellen wirksam sein, so insbesonders in der Umgebung des Donnersberges mit seiner Quarzporphyrmasse und den ihr benachbarten zahlreichen Intrusionen; dort ist das Lager tholeyitisch entwickelt, während man an den anderen Stellen zumeist basaltischen (glasreichen) Melaphyr findet. Das Ergußmagma des oberen Lagers fand den Schichtenkörper durch die vorausgegangenen Ergüsse und neuerlichen Intrusionen sicherlich in erhöhterem Maße erwärmt vor als das Magma des unteren Lagers; daher die fast ausschließliche Entwicklung dieser Decke zu einem tholeyitischen Gestein.

Die Abhängigkeit der Struktur der tholeyitischen Gesteine von ihrer Lagerungsart ist eine allgemein verbreitete und bereits bekannt; in schöner Weise tritt sie in unserem Untersuchungsgebiet zutage, wo tholeyitische Intrusivlagergesteine, intrusive Gänge und schließlich die deckenartig auftretenden Tholeyite der effusiven Lager im unteren Oberrotliegenden auf engem Raum ein reiches Material zum Studium der Strukturverhältnisse liefern.

Makroskopisch sind die tholeyitischen Diabase mittelkörnige bis feinkörnige, sich rauh anfühlende Gesteine, deren Habitus durch das Auftreten eines farblosen, weißlichen bis rötlichen Feldspats neben einem körnigen, schwarzen Augit häufig dem eines Diorits oder Syenits nahekommt; nicht minder häufig aber verleiht der

Augit durch Vorwalten vor dem Feldspat dem Gestein eine gleichmäßig dunkle Färbung, wobei aus diesem die spiegelnden Flächen der Feldspäte hervorblitzen.

Als häufige Absonderungserscheinung ist die Herausbildung von oft großen Kugeln zu erwähnen, die bedeutend widerstandsfähiger gegen die Verwitterung als das übrige Gestein, im Grus des letzteren verstreut liegen.

Eine schöne kuppelförmige Absonderung zeigt der Tholeyit an der Straße zwischen Niederkirchen und der Rauschenmühle. (Vgl. Abbildung 3.)

Unter den mikroskopischen Eigentümlichkeiten erregt die eigenartige Zwischenklemmungsmasse das Hauptinteresse:

H. Rosenbusch benützt die Anwesenheit dieser — in Zukunft der Kürze halber als Mesostasis bezeichneten — Zwischenklemmungsmasse, um auf ein jüngeres Alter der Feldspataugitkomplexe zu schließen, zwischen welchen diese eigenartige Substanz eingeklemmt sich vorfindet. Diese Feldspäte und Augite sind nach ihm gar keine eigentlichen intratellurischen Bildungen, sondern gehören zu der von ihm als Grundmasse bezeichneten Mesostasis, mit der sie in der Effusionsperiode ausgeschieden worden sind.[1])

Ich stelle mich auf den Standpunkt A. Lepplas,[2]) wenn ich es schwierig finde, an den Gesteinskomplexen, die sich aus holokristallinischem und tholeyitischem Diabas in inniger Gesellschaft zusammensetzen, wie z. B. am Niederkirchner Massiv, hier die Ausbildung von Feldspat und Augit der intratellurischen, dort der effusiven Periode zuzuschreiben,[3]) nur weil sich eine mitunter nur mikroskopisch häutchenartige, halbkristallinische Substanz zwischen die übrigen Gemengteile des Gesteins eingeschoben hat, von deren Vorhandensein letzteres nach außen hin nichts zu verraten pflegt.

Im folgenden werde ich versuchen, darzutun, daß die Tholeyite sich aus einem diabasischen Muttergestein entwickelten, daß letzteres aber in seinen Komponenten und in seinem Gefüge in teigartiger Konsistenz in den tieferen Regionen bereits vorgebildet war, als unterm Einfluß der abkühlenden Schichtenhülle (und, bei den submarin ergossenen Tholeyiten, des Meereswassers) auf die Randzonen des diabasischen Gesteins hier der Rest des Magmas sich in Form einer mehr oder minder ansehnlichen, zwischen den Feldspat-Augitkomplexen auftretenden Substanz ausschied, die entweder schlecht individualisiert erscheint, wobei besonders Feldspat, Quarz, Augit (Chlorit) und Erz in oft recht schlecht entwirrbarem Gemenge zu erkennen sind, oder — wenn besonders intensive abkühlende Wirkungen von seiten der Umgebung wie z. B. am Meeresboden eintraten — eine glasähnliche Substanz darstellt.

Durch diese Ansicht bleibt das gleichzeitige Alter der Feldspäte und Augite eines Tholeyits mit denen des zugehörigen Diabases aufrecht erhalten, was den natürlichen Verhältnissen wohl nahe kommen dürfte.

Mit einer „Grundmasse" hat die Mesostasis in verschiedener Hinsicht große Ähnlichkeit: sie teilt mit ihr die Art der Entstehung, die auf veränderte physikalische Bedingungen bei der Kristallisation des Gesteins zurückzuführen ist; in gewissen Fällen — besonders in tholeyitischen Gabbrodiabasen und in manchen deckenförmig auftretenden Tholeyiten — umfließt die Mesostasis auch, einer Grundmasse gleich, Komplexe von Augit und Feldspat, die demnach, losgelöst vom übrigen Gesteinsverband, in diesem Falle als Einsprenglinge auftreten. Die genetische Verwandtschaft beider Substanzen drückt sich auch in den Übergängen aus, die man zwischen tholeyitischen Diabasen und basaltischen (glasreichen) Melaphyren finden kann.

Die im nachstehenden mikroskopisch von mir untersuchten tholeyitischen Gesteine, gegen 50 Proben, lassen sich nach ihrer mikroskopischen Struktur ziemlich zwanglos in fünf Gruppen einteilen.[4])

Eine Gruppe von Gesteinen kann als tholeyitische Gabbrodiabase bezeichnet werden. Sie wiederholen hinsichtlich des gabbroartig-körnigen Gefüges von Feldspat und Augit aufs getreueste das Bild des im vorletzten Kapitel be-

[1]) H. Rosenbusch, loc. cit. S. 1072.

[2]) A. Leppla: Die permischen eruptiven Ergußgesteine im SO.-Flügel des Pfälzer Sattels. J. d. K. pr. geol. Landesanst. XIV. 1893. S. 147.

[3]) Abgesehen von der Schwierigkeit, bei größeren lagerhaften Gesteinskomplexen eine intratellurische (Intrusiv-)Periode und eine Effusivperiode zu unterscheiden.

[4]) Man vergleiche die namentliche Aufführung der Tholeyite am Schluß des Kapitels.

schriebenen Gabbrodiabases, mit dem sie ja genetisch enge verwandt sind. Der Übergang vom Gabbrodiabas zur tholeyitischen Modifikation ist meist ein ziemlich unvermittelter, die Mesostasis erlangt stellenweise große Verbreitung und bildet dann eine Grundmasse, in der vom übrigen Gesteinsverband losgelöste Augitfeldspatkomplexe eingestreut liegen. Diese Gesteine entstammen insgesamt größeren Intrusivmassen.

Eine zweite Gruppe wird von Gesteinen gebildet, welche die ophitische Struktur der Diabase in zum Teil ausgezeichneter Entwicklung zeigt (Tholeyitische ophitische Diabase). Schlanke, oft ansehnliche mikroskopische Größe erreichende Feldspatleisten zerstückeln größere Augitkomplexe oder hüllen Augitsubstanz zwickelförmig ein. Die Mesostasis findet sich in schwankender Menge als Zwischenklemmungsmasse zwischen den miteinander verschränkten Feldspäten. Geologisch sind diese Tholeyite meist Intrusivganggesteine, Apophysen größerer Lager von holokristallinischem und tholeyitischem Gabbrodiabas. — Diese Gesteine zeigen häufig eine zweite, viel kleinere Feldspatgeneration ausgebildet; sie leiten dadurch zu den porphyritischen Tholeyiten über, die man ihrer Struktur nach auch als tholeyitische Diabasporphyrite bezeichnen könnte.

Die kleine Gruppe dieser Gesteine führt Einsprenglinge von basischen Plagioklasen[1]) (und gelegentlichem Olivin) in einer Grundmasse von Plagioklas und Augit, der in die Zwickel der divergentstrahligen Feldspäte zurückgedrängt ist. In meist geringfügiger Menge tritt an Stelle des Augits auch die Mesostasis zwischen den Feldspäten eingeklemmt auf. Diese Gesteine finden sich, soweit mir bekannt, nicht selbständig. Sie sind schlierige Modifikationen von tholeyitischem Gabbrodiabas, ähnlich wie der Diabasporphyrit im Niederkirchner Gabbrodiabas eine Schlierenbildung dieses Gesteins darstellt.

Eine weitere Gruppe der untersuchten Gesteine bildet Übergänge von tholeyitischen Diabasporphyriten in basaltische (glasreiche) Melaphyre. Die Mesostasis erlangt ansehnliche Entwicklung, sie bildet einen halbglasigen Teig, in dem die Grundmassefeldspäte und -Augite, zum Teil noch in ophitischer Verwachsung, eingebettet liegen. Augiteinsprenglinge stellen sich ein. Diese Gesteine schließen sich in ihrem Vorkommen hauptsächlich an die ophitischen Tholeyite an. Ihre Besprechung werden sie aber besser im nächsten Kapitel mit den basaltischen (glasreichen) Melaphyren finden.

Nach der mikroskopischen Struktur und auch nach der Art des geologischen Auftretens bilden die deckenartig im unteren Oberrotliegenden auftretenden Tholeyite eine eigene Gruppe von Gesteinen; sie weisen zwar ein ausgezeichnet fein ophitisches Gefüge von Plagioklas und Augit auf, wobei aber zum Unterschied von den übrigen Tholeyitgesteinen die Feldspatbalken deutlich in fluidalen Schwärmen durch die Augitkomplexe setzen. Die Mesostasis tritt in wechselnder Menge in den Gesteinsbestand ein; teils findet sie sich in Häutchenform zwischen den Feldspäten eingeklemmt, teils umhüllt sie in ansehnlicher Menge die Feldspatkomplexe. In diesen Gesteinen erreicht sie die größte Ähnlichkeit mit dem Grundmasseglas der basaltischen Melaphyre. Diese Gesteine kann man als Deckendiabase mit glasiger Mesostasis bezeichnen.

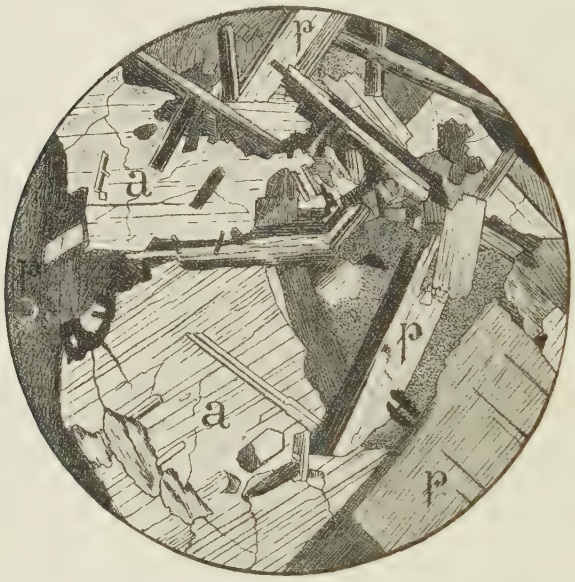
Fast sämtliche Gesteinsproben sind durch einen wechselnden Gehalt an Olivin ausgezeichnet; man könnte die untersuchten Gesteine demnach, wenn man auf die

[1]) Augiteinsprenglinge fehlen wie bei dem untersuchten Diabasporphyrit.

Anwesenheit von Olivin besonderen Wert legen will, auch als Olivintholeyite oder tholeyitische Olivindiabase benennen.

An der mineralischen Zusammensetzung der tholeyitischen Gesteine beteiligen sich ein basischer Plagioklas und gemeiner Augit vorherrschend, wozu noch Olivin (und rhombischer Pyroxen) sich gesellen können, ferner Chlorit, Erz, Apatit und schließlich die schon mehrfach erwähnte subkristallinische bis halbglasige Zwischenklemmungsmasse (Mesostasis) in mehr oder minder bedeutender Menge (vgl. Fig. 4 u. 5).

Bei der Beschreibung der diabasischen Gemengteile der Tholeyite, des Plagioklases und des Augits, kann ich mich auf die Tholeyite mit reinem ophitischen Gefüge dieser beiden Mineralien beschränken; die tholeyitischen Gabbrodiabase zeigen natürlicherweise hinsichtlich des Verhaltens der beiden genannten Mineralien vollkommene Übereinstimmung mit dem holokristallinischen Gabbrodiabas; es kann daher auf dessen Beschreibung verwiesen werden.



Figur 4.
Tholeyitischer Diabas östlich vom Hohlborner Hof.
Dünnschliffbild $\left(\frac{75}{1}\right)$. Nicols gekreuzt.
p = Plagioklase. a = Monokliner Augit.
Dunkle Körner = Erz. Mesostasis punktiert.

Die ophitische Struktur des Plagioklas- und Augitanteils an den Tholeyiten ist zumeist typisch schön entwickelt; nur in gewissen, deckenartig auftretenden Gesteinen (vom Kohlhübel bei Winnweiler und vom Gellertskopf bei Rockenhausen) ist die divergentstrahlige Anordnung der kleinen Feldspatleisten unter der Wirkung der fließenden Bewegung des Magmas in eine fluidale abgelenkt worden; die Feldspäte setzen hierbei in Schwärmen durch die Augitkomplexe und umfließen den Olivin, als den älteren Gemengteil, wie Wasserfluten den Pfeiler einer Brücke.

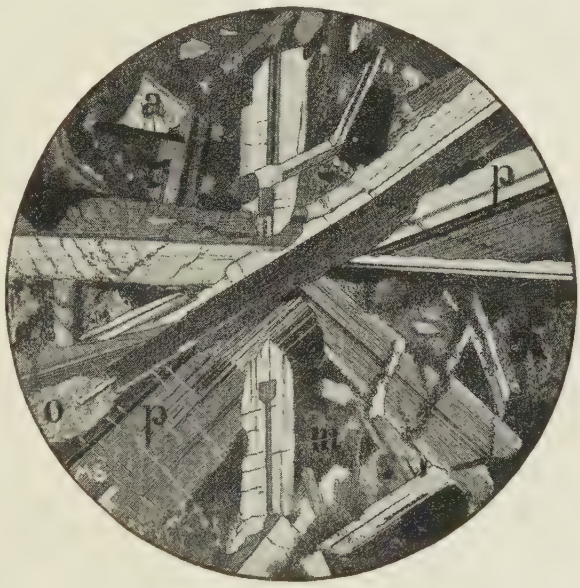
Dem geologischen Auftreten der meisten Tholeyite, als gangartige Abzweigungen von einem größeren Diabasmassiv entsprechend, ist in vielen Gesteinen eine porphyrische Struktur angedeutet, mitunter aber auch wirklich zur Ausbildung gelangt. Neben größeren Plagioklasbalken und -Leisten findet man im ersteren Falle noch eine bedeutend kleinere Generation von Feldspäten ausgebildet, die im allgemeinen etwas später als die größeren Plagioklase entstanden, gerne in den Augitkomplexen eingebettet sich vorfindet (Fig. 4). Diese Gesteine[1]) entsprechen dem von mir an einer Stelle gefundenen Übergang zwischen Gabbrodiabas und Diabasporphyrit. Tholeyitische Gesteinsausbildungen mit Diabasporphyrithabitus finden sich unter den untersuchten Proben ebenfalls. Auch ihnen fehlt der Augit als Einsprengling, dessen gelegentliches Eintreten diese tholeyitischen Diabasporphyrite einen Schritt den basaltischen (glasreichen) Melaphyren nähert.

[1]) Man vergleiche ihre namentliche Aufführung am Schluß des Kapitels.

Die Feldspäte sind in der Mehrzahl der Tholeyitgesteine zumeist durch eine nach der kristallographischen a-Achse gestreckte leisten- oder balkenförmige Gestalt bei einer Größe von 0,1—3 mm ausgezeichnet (Fig. 4 und 5). Im allgemeinen sind sie gerüstartig miteinander verschränkt; eine hübsche hierdurch entstandene radialstrahlige Durchwachsung zeigt z. B. das Dünnschliffbild der Fig. 5.

In den tholeyitischen Diabasporphyriten bilden die Feldspäte meist wenig gut begrenzte, ihrer Entstehung gemäß plumpe, miteinander gerne zu gabbroidkörnigen Komplexen verbundene Einsprenglinge.

Recht häufig sind die durchwegs triklinen Feldspäte frisch; die Lamellierung nach dem Albitzwillingsgesetz ist dann recht deutlich und ziemlich breit. Zwillingsverwachsung nach dem Periklingesetz ist selten und durch einige scharfe Linien angedeutet. Einschlüsse sind in den an glasähnlicher Mesostasis reicheren Gesteinen Partikelchen der letzteren, meist in langgestreckten Hohlräumen, die meines Dafürhaltens Lücken sind, in welche die Mesostasis eindrang. Die beobachteten Auslöschungsschiefen deuten meist auf Oligoklas bis Andesin; auch basischere Feldspäte beteiligen sich an der Gesteinszusammensetzung. Manchen Plagioklasen ist huschende Auslöschung eigen; Zerbrechungserscheinungen lassen sich häufig beobachten.



Figur 5.
Tholeyitischer Diabas.
An der Straße von Niederkirchen nach Heimkirchen.
Dünnschliffbild $\left(\frac{50}{1}\right)$. Nicols gekreuzt.

p = Plagioklasbalken, sich sternförmig durchdringend.
a = Augitpartikelchen.
o = Olivinserpentin.
Schwarze Körner = Erz.
m = Mesostasis, die Zwickel der Feldspäte ausfüllend. Sie ist differenziert in Chlorit, Erz, Quarz und feldspätiger Substanz.

Die Zersetzung der Feldspäte erfolgt unter Bildung serizitisch-kaolinischer, kalzitischer oder chloritischer Substanzen.

Die Umbildung zu Serizit- oder Kaolinschüppchen, zum Teil auch die Chloritisierung der Feldspäte scheint sich besonders auf die mikroskopisch grobkörnigen Tholeyite zu erstrecken. Ein gutes Beispiel hiefür bieten die Gesteine um Niederkirchen, die hingegen kalzitische Zersetzung ebenso vermissen lassen als wie der Niederkirchner Gabbrodiabas. Andere Gesteine, besonders schön der mittelkörnige, ophitische Deckentholeyit vom Steinbruch an der Kirche bei Heiligenmoschel (Grenzlager), weisen fleckige Interferenzfarben der Feldspäte auf. Die bei gekreuzten Nicols fast isotrop-dunklen Feldspatleisten sind von hellgrau interferierenden Maschen überzogen; diese Erscheinung dürfte vielleicht mit der eben beginnenden Verkalkung der Feldspäte zusammenhängen.

In anderen Gesteinen (mit den Fundorten: zwischen dem Reiserberge und „am Galgen", nördlich von Schallodenbach — nördlich vom Igelsgraben am Galgenberg bei Roth — Galgenberger Höhe — Reiffelbach — Bösodenbacher Hof — Heidelberg bei Ratskirchen) ist deutliche Verkalkung der Feldspäte wahrzunehmen, herbeigeführt durch Überwuchern des aus der Mesostasis und dem Augit durch Verwitterung entstandenen Kalks auf die Feldspäte, die augenscheinlich ziemlich lange dem Angriff widerstehen. Im Tholeyit von Reiffelbach und vom Heidelberg bei Ratskirchen scheint

übrigens die Bildung von Kalk aus dem Augit und der Mesostasis weniger durch Verwitterung als durch Verdrängung derselben durch Kalzit entstanden zu sein; die Gesteine sind von zahlreichen Kalkspatadern durchzogen, von denen aus die Infiltrierung der Gesteine begann.

Die chemisch merkwürdige Chloritisierung der Feldspäte macht sich besonders in den am meisten veränderten Gesteinen bemerkbar. Ein hübsches Beispiel bildet der Tholeyit von der Obermühle bei Rockenhausen. Auch diese Umbildungserscheinung dürfte durch eine Umsetzung des Augits und der Mesostasis, in diesem Falle zu Chlorit, angeregt sein. Sie beginnt mit einer gewöhnlich im Kern des Feldspats auftretenden lichtgrünlichen Färbung; bald heben sich längere, den Zwillingslamellen folgende schartige grüne Streifen heraus, die sich Ausläufer zusenden; schließlich entsteht eine immer dichter werdende körnelige Anreicherung von hellgrünem Chlorit auch über den Kern des Feldspatkristalls hinaus, bis dieser dann ganz von Chlorit überwuchert erscheint. Risse im Feldspat begünstigen diese Pseudomorphosierung.[1])

In den frischen Tholeyitgesteinen findet sich der (monokline) Augit in schönophitischer Verwachsung mit Feldspatleisten. Als ein hervortretender Bestandteil der Gesteine ist er in Form von lichtbräunlichen bis rauchbraunen lappenartigen Gebilden im Gestein verstreut und wird von den Feldspäten wahllos zerstückelt. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma von ca. 90° ist meist deutlich, die nach der Querfläche gewöhnlich unscharf entwickelt. Auf der Längsfläche beträgt die Schiefe der Auslöschung etwa 40°. Rundliche Olivinkörner ausgenommen, führt er keine besonderen Einschlüsse. In vielen Gesteinen ist der Augit von ausgezeichneter Frische. In anderen ist er zu (manchmal serpentinähnlichem) Chlorit mit Kalzit, unter Ausscheidung von Quarz und zahlreichen Titanitkörnchen, sowie unter Bildung von seltenen Biotitschmitzchen und -Lamellen zersetzt. Hierbei erfolgt die Chloritisierung gewöhnlich von den Rändern aus. In seltenen Fällen wurde eine Art der Chloritisierung wahrgenommen, die ganz der Maschenstruktur des Serpentins bei der Olivinzersetzung ähnelt.

In einer Probe — Grenzlager-Tholeyit von Heiligenmoschel — ist der Augit in reinen, nicht mit Kalzit vermengten helminthartigen Chlorit umgewandelt. In die lichtgrünliche Chloritsubstanz sind hierbei eine Anzahl braungrüner, wurmartig gekrümmter Bänder eingestreut, die bei genauer Betrachtung eine Querstreifung erkennen lassen, die sie nicht unähnlich einer Geldrolle erscheinen läßt. Die Bänder sind schwächer lichtbrechend als die chloritische Umgebung und fast isotrop. Sie bilden die Ansatzstellen von dichtgedrängten, kurzen, schwach doppelbrechenden Chloritfasern (Ch$_z$ +), die bei ringförmiger Ausbildung ihrer Unterlage das Sphärolithkreuz zeigen. Nach meiner Beurteilung sind die Bänder als Querschnitte von dicht aneinander gedrängten und im Wachstum sich hemmenden Schalen aufzufassen, die wohl auch aus chloritischer, jedoch wahrscheinlich eisenreicherer Substanz bestehen.

Frischer rhombischer Pyroxen konnte in den untersuchten Proben mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden;[2]) das Magnesiumsilikat ist jedoch durch Olivin in oft reichem Maße vertreten. Da er die älteste Silikatausscheidung in den Gesteinen ist, erscheint er gerne in wenigstens angenäherter Kristallgestalt, besonders in den mikroskopisch feinkörnigen Gesteinen; hervorzuheben sind hierbei die Grenzlager-Tholeyite[3]) und die porphyritischen Tholeyitgesteine mit ihren Übergängen in basaltische (glasreiche) Melaphyre.[3]) In letzteren Gesteinen bildet er größere, meist serpentinisierte Komplexe, in den übrigen Gesteinen tritt er gewöhnlich in gerundetsechseckigen Kristallen oder Kristallfragmenten auf. Im Gegensatz zum holokristallinischen Gabbrodiabas sind die tholeyitischen Gabbrodiabase ebenfalls durch einen

[1]) Man vergleiche die Ausführungen K. A. Lossens (loc. cit. S. 275) über die Chloritisierung der Feldspäte.

[2]) In manchen tholeyitischen Diabasporphyriten deuten Pseudomorphosen von Faserserpentin wohl auf ehemaligen rhombischen Pyroxen hin, der aus dem Muttergestein bei der Schlierenbildung entnommen wurde.

[3]) Man vergleiche die namentliche Aufführung der Gesteine am Schluß des Kapitels.

Gehalt an Olivin ausgezeichnet. Es eignet ihm gerade in diesen Gesteinen eine oft bemerkenswerte, kaum durch die Serpentinisierung gestörte Frische. Kristallgestalt fehlt den bis zu 2 mm großen rundlichen Körnern.[1]) — Im übrigen ist der Olivin selten frisch; auch an den farblosen Körnern nagt bereits die Serpentinisierung. Im allgemeinen ist er in schmutzigbräunlichen, in olivengrünen oder in blaßgrünen, faserigen oder schuppigen Serpentin umgewandelt, selbst in sehr gesunden Gesteinen.

In dem schönen ophitischen Tholeyit, der dem langen Intrusivgange von Niederkirchen über Heimkirchen nach Rockenhausen zwischen Gundersweiler und Gehrweiler entnommen wurde (P. 6), kommt der serpentinisierte Olivin in zwei deutlich unterscheidbaren Alterszuständen vor. Als feldspat- und augitälterer Gemengteil findet er sich einmal in Form von größeren, von den Feldspäten umhüllten Putzen, sowie als rundliche Körner in Augit eingeschlossen — zu dieser älteren Ausscheidung ist gegensätzlich die pseudoophitische Ausfüllung von Feldspatzwickeln durch Olivin-Serpentin. Er ist im letzteren Falle demnach gleichaltrig mit dem Augit.

An manchen Stellen im Präparat scheint eine Weiterumbildung des Olivin-Serpentins in den Feldspatzwickeln stattgefunden zu haben. Das Produkt derselben ist eine äußerlich antigoritähnliche Substanz, die jedoch Eigenschaften aufweist, die der normale Blätterserpentin nicht zeigt. Bei gewöhnlichem Licht erscheint die Substanz als eine strukturlose, von dunklen Eisenoxydbändern durchzogene oder umrahmte Ausgußmasse der Feldspatzwickel, von meist goldgelber Farbe, die da, wo das fragliche Mineral an primäres Magneteisenerz grenzt, einem hellen Rotbraun weicht.[2]) Mit dem Maße der Bräunung steigert sich die Lichtbrechung (von ca. 1,5—1,7) und auch die Doppelbrechung ist in den am stärksten braunrotgefärbten Partien am größten. Die Absorption jedoch ist stets schwach. Von Augit ist diese pseudoophitische Substanz stets scharf geschieden.[3]) (Vgl. Fig. 6.)

Bei gekreuzten Nicols erkennt man eine blätterige, häufig auch maschenartige Struktur. Das Mineral ist optisch einachsig (oder zweiachsig mit sehr geringem Achsenwinkel) und negativ doppelbrechend.

Merkwürdig dünkt mich die Ausscheidung von Eisenoxyd aus dem Mineral (in Form der oben erwähnten Eisenoxydbänder) einerseits und die Aufnahme von fremdem Eisen in den chemischen Bestand des Minerals andererseits, wodurch die oben beschriebene Änderung in den optischen Eigenschaften sich vollzieht.

Figur 6.
Tholeyit von der Straße zwischen Gundersweiler und Gehrweiler.
Dünnschliffbild $\left(\frac{100}{1}\right)$. Nicols gekreuzt.
p = Plagioklase. is = Iddingsitähnlicher Antigorit.
px = Augit. Dunkle Punkte = Erzkörnchen.

Die eisenreichste bisher bekannte Varietät des Serpentins ist der sogenannte Iddingsit[4]) oder Bowlingit, der neben einer im frischen Zustande grünlichgelben, meist aber tiefrotbraunen Färbung bei ziemlich hoher Doppelbrechung auch eine glimmerähnliche Spaltbarkeit aufweist. Sieht man von letzterer bei unserem Mineral

[1]) Da auch der Augit sich in etwas größerer Menge und größeren Körnern in den Gesteinen findet, könnte man an eine Art Konzentration basischer Gemengteile in diesen Randgesteinen denken.

[2]) Die Berührung zwischen dieser Substanz und Magneteisen pflegt die Umbildung derselben zu Biotit (mit großem Achsenwinkel) in der Umgebung der Berührungsstelle zu veranlassen.

[3]) An einer Stelle nur findet sich eine Art Verzahnung zwischen Augit und der fraglichen Substanz.

[4]) E. Weinschenk, Die gesteinsbildenden Mineralien. 1901. S. 122.
H. Rosenbusch, loc. cit. S. 963.

ab, so ähnelt es in den übrigen Eigenschaften doch so dem Iddingsit, daß man es als eine Übergangsform hierzu ansehen möchte.

Wirklicher Iddingsit tritt in Gesellschaft mit eigentümlichen Pseudomorphosen von Serpentin nach Olivin im Grenzlager-Tholeyit von Heiligenmoschel auf, dessen eigentümliche Feldspatumsetzung und dessen schöne Helminthbildungen ich bereits erwähnte. Diese grasgrünen Pseudomorphosen sind merkwürdig wegen der Art ihres Interferierens, die lebhaft an die fleckigen Interferenzfarben der Feldspäte im selben Gestein erinnert. Grünlichweiß aufleuchtende Bänder durchziehen und umsäumen die blauschwarz interferierenden Körner und Putzen von Serpentin.[1]) In diesen Pseudomorphosen nun findet sich der Iddingsit in Gestalt von goldgelben bis rotbraunen, durchsichtigen, hochinterferierenden Bändern, die häufig eine klaffende Spaltbarkeit zeigen, zu der sie gerade auslöschen. Die Absorption ist schwach. Zweifelsohne bilden diese Iddingsitbänder den Anfang zur allmählichen vollständigen Umbildung des Serpentins zu Iddingsit, wie sie in hübscher Weise einige später zu beschreibende Weiselbergite zeigen.

In den kalkreichen Tholeyiten kann Olivin mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden, da der Kalk alle Mineralien überwuchert und deren Formen zu verhüllen pflegt.

Unter den Eisenerzen der ältesten Ausscheidung (es findet sich auch Erz im jüngsten Bildungsprodukt, der Mesostasis) herrscht der Magnetit vor. Selten (Tholeyit von der Obermühle bei Rockenhausen) vertritt seine Stelle Titaneisen. Im letztgenannten Gestein sind die bis 3 mm langen Leisten von Ilmenit fast ganz in Titanit umgewandelt.

Apatit bildet mit Vorliebe langprismatische, durch Feldspat und Augit setzende Kristalle. —

Was den Tholeyiten einen eigenen, den reinen Diabasen nicht zukommenden Charakter verleiht, das ist die Führung einer subkristallinischen bis glasähnlichen Zwischenklemmungsmasse (Zwickelsubstanz, Intersertalsubstanz, Mesostasis), die meines Erachtens ganz allgemein den Rest des mehr oder minder rasch unter veränderte Kristallisationsverhältnisse gelangten Magmas darstellt.

Nach allem bisher Gesagten ist ohne weiteres anzunehmen, daß die Gegensätzlichkeit der beiden Gruppen von tholeyitischen Gesteinen, der intrusivlagerhaften tholeyitischen Gabbrodiabase und der deckenförmigen Tholeyite, die sich mikroskopisch in einer ganz voneinander verschiedenen Struktur der Feldspat- und Augitkomponenten kundgibt — bei jenen gabbroartig-körnig, bei diesen fluidal — sich auch in der Beteiligung der Mesostasis am Aufbau des Gesteins und in ihrer mineralischen Zusammensetzung äußern wird. Eine weitere naheliegende Annahme ist ferner die, daß diese Substanz in den gangartig auftretenden tholeyitischen Gesteinen in ihrem Verhalten die Mitte einnehmen wird, nach der einen wie nach der anderen Seite durch Übergänge verbunden. Diese Annahmen finden durch die mikroskopische Beobachtung ihre Bestätigung.

Es ist eine eigentümliche Erscheinung, daß die Mesostasis gerade in dem einen Extrem der tholeyitischen Gesteine, in den tholeyitischen Gabbrodiabasen, häufig eine bemerkenswerte mikroskopische Ausdehnung erlangt. Sie spielt hier die Rolle einer Grundmasse, in der die gabbroid miteinander verbundenen Feldspat-Augitkomplexe des Gabbrodiabases einsprenglingsgleich eingebettet sind. Dabei ist die Mesostasis meist in verschiedene, später noch näher zu bezeichnende Mineralien differenziert. Der Übergang zwischen dem Gabbrodiabas zu seiner tholeyitischen Modifikation ist

[1]) Diese sind reich an Eisenoxyd, wie überhaupt im ganzen Gestein größere Putzen von Eisenoxyd verbreitet sind. Man möchte bei Zusammenfassung all der eigentümlichen Erscheinungen, die gerade dieses Gestein zeigt, an besondere Prozesse denken, denen dieser Tholeyit ausgesetzt war. Dr. E. Düll glaubt (loc. cit.) die intensive Ausscheidung von sekundärem Eisenoxyd allgemein hydrolitischen Prozessen zuschreiben zu dürfen; ich schließe mich seiner Meinung an.

gewöhnlich ein ziemlich unvermittelter, ein Auftreten der Mesostasis, in Gestalt kleiner Zwickel eingekeilt zwischen den diabasischen Gesteinskomponenten, wurde von mir nur selten beobachtet. — In dem anderen Gesteinsextrem, in den deckenartigen Tholeyiten, schwankt die Menge der Mesostasis in erheblicher Weise. Wo die ophitische Struktur der Gesteine noch nicht so sehr von der fließenden Bewegung des Magmas gestört erscheint, hält die Mesostasis als Zwickelausfüllung der miteinander verschränkten Feldspäte in ihrer Menge mit dem Augit etwa das Gleichgewicht; wo — in den deutlich fluidalstruierten Tholeyiten — die Feldspäte in dichten Schwärmen auftreten, findet sie sich häufig nur in häutchenartiger Feinheit zwischen diesen eingezwängt; schließlich kann sie aber auch zu einem Hauptbestandteil in diesen Gesteinen werden; sie bildet dann wiederum eine Grundmasse, in der in lockerer Verteilung Feldspat-Augitkomplexe und Schwärme von isolierten Feldspatleisten eingestreut sind. Die Ausbildung der Mesostasis ist in diesen Fällen ganz ähnlich wie die des Grundmasseglases der basaltischen (glasreichen) Melaphyre.

Wie man sieht, berühren sich die beiden tholeyitischen Extreme hier in der Art der Mesostasisführung, wozu freilich die Verschiedenheit in ihren übrigen genetischen und morphologischen Eigenschaften noch schärfer kontrastiert. Diese auf den ersten Blick etwas rätselhafte Eigenschaft der Mesostasis möge in den folgenden Zeilen ihre Erklärung finden, wobei auch die Rolle, die sie in den zwischen beiden Gesteinsextremen liegenden gangförmigen Tholeyiten spielt, von selbst verständlich werden wird.

In den deckenartigen Tholeyiten konnte ein durch die rasch sich vollziehende Abkühlung bei der submarinen Effusion nicht mehr zur Kristallisation gelangender Magmarest zwischen die locker divergentstrahligen Feldspäte wie das Wasser in die Poren eines Schwammes eindringen und sich dort, insbesonders unter der Wirkung der einsetzenden fließenden Bewegung des Magmas darin verteilen, so daß eine Dünnschliffprobe des Gesteins eine von dem jeweiligen Grad der Abkühlung abhängige Menge Mesostasis, diese stets aber in gleichmäßiger Verteilung führt. Eine derartige Durchtränkung des Gesteins mit dem Rest des Magmas war bei den tholeyitischen Gabbrodiabasen nicht möglich. Durch die langsamere Kristallisation der Hauptmasse des gabbrodiabasischen Muttergesteins zwischen einem Komplex von Sedimenten wurde dasselbe gabbroid-körnig, lückenlos ausgebildet. Nur der gegen die Schichtenhülle grenzende randliche Anteil des Gabbrodiabasmagmas gelangte durch die plötzlich hereingebrochene Abkühlung, die er nach vollendeter Intrusion durch die Sedimentumgebung erlitt, nicht mehr zur Kristallisation in der begonnenen Weise. Er tritt uns als die eigenartige Mesostasis nunmehr entgegen, die zwar das Gestein im ganzen, wegen des unter dem eigenen Druck bewirkten festen Gefüges, nicht durchtränken konnte, die von diesem Druck befreiten randlichen Partien jedoch durchtränkte, indem er sich zwischen die Feldspäte einzwängte, hierdurch die noch teigig-weichen und noch beweglichen Feldspat-Augitkomplexe vom Gesteinsverband löste und sie schließlich wie eine Grundmasse umspülte. — Auf diese Weise konnte eine Ursache, die Abkühlung, in zwei strukturell so heterogenen Gesteinen, in tholeyitischen Gabbrodiabasen und in Deckentholeyiten die gleiche Wirkung hinsichtlich des Auftretens der Mesostasis zeitigen.

Bei den ophitischen, gangartigen Tholeyiten finden wir das eben beschriebene Vorwiegen der Mesostasis nicht. Die Strukturverhältnisse waren einem Eindringen der Mesostasis zwischen die Zwickel der Feldspäte viel günstiger. Man begegnet derselben demnach gewöhnlich als echte Zwischenklemmungsmasse, die je nach der Annäherung der Struktur dieser Gesteine an die der tholeyitischen Gabbrodiabase oder an die der effusiven Tholeyite eine mehr der Mesostasis jener oder dieser Gesteine ähnliche Ausbildung annehmen kann.

Führte die schnelle Erstarrung des Magmarestes in den Deckentholeyiten und in manchen zu den Melaphyren hinneigenden tholeyitischen Ganggesteinen zu einer mehr oder minder glasähnlichen Ausbildung, so mußte der in der Tiefe etwas langsamer erkaltende magmatische Rest der tholeyitischen Gabbrodiabase sich, wenn auch undeutlich, kristallinisch entwickeln. Da, wo in diesen Gesteinen der Magmarest als Zwischenklemmungsmasse in den schmalen Zwickeln der hypidiomorphen plumpen Feldspäte eingekeilt sich findet, ist er gewöhnlich deutlich als eine feldspätige Substanz zu erkennen, die sich von den einhüllenden Plagioklasen durch den Mangel an Lamellierung, durch eine veränderte Auslöschung und durch eine bräunliche Bestäubung unterscheidet. In dem Maße als der Magmarest an Ausdehnung gewinnt, nimmt seine Differenzierung in verschiedene Mineralien zu: Er tritt schließlich als eine durch Eisenoxyd bräunlich bestäubte Grundmasse auf, die sich in dem einen Gestein aus nichtgestreiftem Feldspat und aus Quarz, teils in körnigem Gemenge, teils in regelloser oder gesetzmäßiger Verwachsung aufbaut,[1]) in dem anderen wiederum ein Aggregat büschel- oder garbenförmiger, verfilzter Feldspatskelette mit eingestreutem Quarz bildet. Dazu können in beiden Fällen Augit-, Hornblende- und Biotitfragmente, Apatitprismen und Erz, dieses in staubförmiger Verteilung oder als oft ansehnliche titanreiche Körner und Leisten, im buntesten Gemenge sich gesellen. Der Hauptanteil an der Zusammensetzung des Magmarestes der tholeyitischen Gabbrodiabase fällt aber anscheinend einer feldspätigen Substanz zu, die jedoch trotz ihres Mangels an Zwillingslamellen nach ihrer Angreifbarkeit durch Salzsäure die chemische Zusammensetzung eines basischen Plagioklases haben dürfte.

In den tholeyitischen, porphyritischen Gesteinen pflegt der Magmarest sich leicht erklärlicherweise gerne als Intersertalsubstanz in der zweiten Feldspatgeneration einzustellen. Er nimmt allmählich eine zartere, häufig versteckt ophitische, durch das Vorwalten und Durchdringen von Feldspatmikrolithen und Augit-Chlorit bedingte Struktur an, die mit der Zunahme der porphyrischen Ausbildung des Tholeyits immer dichter wird und schließlich auch bei stärkster Vergrößerung nicht mehr zerlegt werden kann. Hand in Hand mit der Zunahme an Homogenität stellt sich eine globulitische Körnelung ein, wie sie die glasähnliche Mesostasis der Deckentholeyite und die basaltischen (glasreichen) Melaphyre zu zeigen pflegen.

Zersetzungserscheinungen der Mesostasis sind vor allem eine häufig intensive Chloritisierung und Verkalkung. Erstere ist in den kalkfreien, tholeyitischen Gabbrodiabasen der Niederkirchner Gegend zu beobachten, wo der olivengrüne Chlorit von der Mesostasis aus auch die Plagioklase und den Augit angreift und überwuchert. Verkalkung findet sich in den kalkreicheren Gesteinen. — Hierher gehört auch das fast unvermittelte Auftreten von grasgrünem, feinsphärolithischem Chlorit neben unzersetzter Mesostasis in dem sonst sehr frischen Deckentholeyit von Winnweiler. Hierbei sind die etwas größeren Mesostasisstellen unter Aufzehrung der Eisenerzkörnelung ganz in einen Ausguß von Chlorit umgewandelt, was dem Gestein nach außen hin einen grünlichen Ton verleiht. — Im Kreimbacher tholeyitischen Gabbrodiabas erinnert die Führung von grünem Epidot, Zeolithen und hellen, frischen Feldspatleistchen (Albit?) an eine saussuritartige Umwandlung der Mesostasis.

Hinsichtlich des Charakters der Zwischenklemmungsmasse der tholeyitischen Diabase bin ich demnach zu folgender Ansicht gelangt:

---

[1]) Die örtliche Durchtränkung mancher tholeyitischer Gesteine, besonders des Niederkirchner Massivs, mit der leichtflüssigen quarzitischen bis mikropegmatitischen Grundmasse der in diesem Gesteinskomplex zahlreich aufsetzenden Aplite (vgl. S. 66) kann leicht verleiten, diese besonders gern in der Mesostasis und in den Zwickeln der Feldspäte eingebettete sekundäre Substanz als zur primären Mesostasis gehörig anzusehen.

Die Zwischenklemmungsmasse (Mesostasis, Intersertalsubstanz, Zwickelsubstanz), welche zur Scheidung der Tholeyite von den eigentlichen Diabasen bisher zu berechtigen schien, ist der Rest eines diabasischen Magmas, der bei normalen Verhältnissen des Drucks und der Temperatur die Kristallisation des Diabases in der begonnenen Weise fortgesetzt hätte, durch eine plötzlich eintretende Abkühlung jedoch gezwungen war, schneller, als die Bildung der Diabaskomponenten vor sich gehen konnte, sich auszuscheiden. Rascher Verlauf der Abkühlung führte eine glasähnliche Ausbildung der Mesostasis herbei, ein etwas langsamerer beförderte eine halbkristallinische Entwicklung derselben.

Tholeyite sind sonach durch Abkühlung modifizierte Diabase und mit ihnen untrennbar verbunden; tholeyitähnliche Gesteine finden sich in allen Diabaseruptionsgebieten mit ähnlichen Verhältnissen der Kristallisation, wie sie die Diabase der Rheinpfalz aufweisen.[1])

Vorstehendes Kapitel enthält die Resultate der mikroskopischen Untersuchung folgender Gesteine:

I. Tholeyitische Gabbrodiabase (Randbildungen gabbrodiabasischer Intrusivlager). Fundpunkte: Steinbruch südlich von Niederkirchen (Punkt 1 der Übersichtskarte) — im Orte Niederkirchen — Rauschenmühle, südlich von Niederkirchen[2]) (P. 2) — Haidenburg bei Kreimbach (P. 3) — Kreimbach[3]) — südlich von Morbach — zwischen Roßbach und Morbach (P. 4) — Roßberg.[4])

II. Tholeyitische ophitische Diabase mit Hinneigung zu porphyritischer Struktur (meist Gangapophysen gabbrodiabasischer Intrusivlager). Fundpunkte: An der Straße von Niederkirchen nach Heimkirchen (P. 5) — zwischen Gundersweiler und Gehrweiler (P. 6) — zwischen dem Reiserberg und „am Galgen", nordöstlich von Schallodenbach (P. 7) — Obermühle bei Rockenhausen — östlich vom Hohlborner Hof — zwischen Elkenknopf und Hohlborner Hof — Roth, Bruch am Kohlenwerk (P. 8) — Reiffelbach, Bruch am Ort — Ausbacher Hof (P. 9) — Amoshof — Heidelberg bei Ratskirchen — Bösodenbacher Hof — Kopf hinter der Gehrweiler Mühle (P. 11) — Schacherhof (P. 12).

III. Tholeyitische Diabasporphyrite (Schlierige Modifikationen tholeyitischer Gabbrodiabase und ophitischer Diabase). Fundpunkte: Sterzelberg (P. 13) — Rudolfskirchen (P. 14) — Etterstein (P. 15) — Hubertuswald bei Bisterschied (P. 16) — „Felsenacker", südlich von Relsberg (P. 17) — Relsberg am Ort (P. 18) — zwischen Ratskirchen und Teschenmoschel.

IV. Übergänge von tholeyitischen Diabasporphyriten in basaltische (glasreiche) Melaphyre. (Entwicklungsformen tholeyitischer Gangapophysen.) Fundpunkte: Am „Heimbüschel" bei Relsberg — Neue Brüche bei Kaulbach (P. 19) — Obermühle bei Rockenhausen (vgl. Gruppe II) — Igelsgraben (P. 20) — Reiffelbach, Bruch am Ort (vgl. Gruppe II).

---

[1]) Vgl. die Angaben von H. Rosenbusch (loc. cit. S. 1074 ff.)

[2]) Von dem Gestein von diesem Fundpunkte liegt eine von Herrn Landesgeologen A. Schwager im Laboratorium des K. Oberbergamts ausgeführte Analyse vor. Derzufolge besteht das Gestein aus: $SiO_2 = 51{,}87\,\%$; $Al_2O_3 = 20{,}72$; $Fe_2O_3 = 7{,}26$; $MnO = 0{,}11$; $CaO = 8{,}12$; $MgO = 1{,}68$; $K_2O = 1{,}54$; $Na_2O = 5{,}24$; $H_2O = 2{,}76$. Summe: 99,30.

[3]) Das Tholeyitgestein von Kreimbach ist auch von Dr. E. Düll (loc. cit. S. 78) beschrieben worden.

[4]) Den Tholeyit vom Roßberg beschreibt auch Dr. L. v. Ammon in den „Erläuterungen zu dem Blatte Zweibrücken" S. 97.

V. Deckentholeyite, Deckendiabase mit glasiger Mesostasis. (Effusive Lager im unteren Oberrotliegenden.) Fundpunkte: Steinbruch an der Kirche von Heiligenmoschel — Pfeilkopf südöstlich von Rockenhausen, — Gellertskopf südöstlichvon Rockenhausen, — Schweisweiler, südlich von diesem Ort. (Diese Gesteine gehören dem unteren Lager [Grenzlager] an.)[1]) Kohlhübel bei Winnweiler (aus dem oberen Lager).

IV. Basaltische (glasreiche) Melaphyre.

Durch die typische porphyrische Ausbildung der Diabaskomponenten Plagioklas, Augit, Olivin, durch den Reichtum an dunklen Gemengteilen und die Führung von Gesteinsglas in der meist fein-divergentstrahligen Grundmasse schließen sich die basaltischen (glasreichen) Melaphyre als ausgeprägteste effusive Form der Gabbrofamilie an die bisher besprochenen Glieder derselben an.

Die beiden, den Pfälzer Sattel begleitenden Mulden im Saar-Nahe-Gebiet bilden die Hauptverbreitungszone der vorliegenden Gesteine. Dort, auf dem Schauplatz mehrerer übereinander geflossener großartiger Lavenergüsse zur Zeit des untersten Oberrotliegenden, setzt sich ein großer Teil der Lavadecken aus basaltischem (glasreichen) Melaphyr zusammen. Im bayerischen Anteil des Saar-Nahe-Gebietes gelangte dieses Gestein besonders in dem unteren Lager, dem Grenzlager, zu einer ansehnlichen, das randliche Ausstreichen der Mulde begleitenden Verbreitung, derart, daß fast überall nur der randliche Querschnitt der Decke emportaucht, während die eigentliche Horizontalverbreitung nach Süden völlig von Oberrotliegendem und Trias verdeckt ist.[2]) Die basaltischen (glasreichen) Melaphyre sind jedoch in ihrem Vorkommen nicht auf die Oberflächenergüsse der Mulden beschränkt: auch im Pfälzer Sattel findet man nicht selten Gesteine von melaphyrischem Typus, allerdings nur recht selten als selbständige Gänge;[3]) meist entwickeln sie sich örtlich aus porphyritischen Tholeyitganggesteinen, wie ich dies bereits früher bei Besprechung der Übergangsbildungen zwischen Tholeyit und basaltischem (glasreichen) Melaphyr hervorgehoben habe. Zeigen nun diese Melaphyrtypen häufig unverkennbare Anklänge an das mit ihnen stets innig vergesellschaftete Tholeyitganggestein, besonders hinsichtlich der Beteiligung des Augits an der Grundmasse, so spielen die deckenförmig auftretenden Melaphyre nicht selten in ihrer Struktur zu Labradorporphyriten und Weiselbergiten, also zu dioritverwandten Effusivgesteinen, hinüber (vgl. Schema S. 6).

Makroskopisch sind die basaltischen (glasreichen) Melaphyre oder, wie ich sie der Kürze halber in den folgenden Zeilen bezeichnen werde, die Melaphyre, schwarze, bei der Verwitterung sich bräunlich-violett verfärbende mittelkörnig-rauhe Gesteine, welche in einer feinkörnigen, wenig hervortretenden Grundmasse zahlreiche Einsprenglinge von Feldspäten,[4]) weniger häufigem Olivin und seltenerem Augit ent-

[1]) Bei Schweisweiler liegt etwa die Grenze zwischen der tholeyitischen und der basaltisch-melaphyrischen Ausbildung der Grenzlagerdecke.

[2]) Man vergleiche A. Lepplas Abhandlung: Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine im SO.-Flügel des Pfälzer Sattels (J. d. Kgl. pr. geol. L.-A. XIV. 1893).

[3]) Z. B. der von Dr. E. Düll (loc. cit. S. 79) erwähnte Gang des basaltischen Melaphyrs von der Bohrbachwiese östlich von Ulmet, sowie die im folgenden öfters erwähnten Melaphyre von Albessen (in den Hähn) und vom Jakobskopf bei Körborn, die bemerkenswerterweise in ihrem mikroskopischen Habitus recht an die Melaphyre der Grenzlagerdecke erinnern.

[4]) Die besonders schön in den zersetzten Melaphyren sich als milchweiße Körner von der rötlichen Grundmasse abheben.

halten, die im frischen Gesteinszustand sich durch spiegelnde (beim Feldspat gestreifte) Kristallbruchflächen verraten.

Die mikroskopische Untersuchung erstreckte sich auf eine größere Anzahl von Gesteinen, die am Schluß des Kapitels namentlich aufgeführt sind. Das Resultat der Untersuchung ist folgendes:

Die in der Mehrzahl der untersuchten Gesteine tadellos frischen, farblos durchsichtigen Feldspateinsprenglinge sind bei einer Größe von 0,5—5 mm selten streng-idiomorph ausgebildet. Häufig vereinigen sich die nach der a-Achse gestreckten Kristalle zu divergentstrahligen Gruppen. Sie sind scharf und mittelfein nach dem Albit-, seltener nach dem Periklinzwillingsgesetz lamelliert; zonarer Aufbau ist ziemlich häufig. Manche meist gedrungene Feldspäte hüllen einen unregelmäßigen Feldspatkern in sich ein, der in seiner optischen Orientierung von der Hülle abweicht. (Verschiedenzeitige Ausscheidung von Kern und Umhüllung.) Die große Frische der Feldspäte erlaubte auch eine genauere Bestimmung auf optischem Wege; es ergaben sich Auslöschungsschiefen $\perp a$ 60—65°, $\perp c$ 21—32°, was auf Glieder der Andesin-Labrador-Bytownit-Reihe hinweist. Einschlüsse von Glas in runden oder eckigen Hohlräumen (Fig. 7) oder in punktartigen Schwärmen angeordnet, sind regelmäßige Erscheinungen. Zuweilen finden sich Risse und Klüfte der Einsprenglingsfeldspäte mit Grundmassebasis ausgeheilt (Zertrümmerung im Schmelzfluß). Als weitere Einschlüsse treten rundliche kleine Körner von Olivin, gewöhnlich zu gelbgrünem Serpentin und Biotit umgewandelt, auf.

Figur 7.
Basaltischer (glasreicher) Melaphyr. Ausbacher Hof. (Steinbruch westlich vom Steinwald).
Dünnschliffbild $(\frac{7\,0}{1})$. Nicols gekreuzt.
p = Plagioklaseinsprengling. s = Olivinserpentin.
Die Grundmasse besteht aus Glas (dunkelgekörnelt), Feldspatleistchen, Erz- und Augitkörnchen (a).

Die Zersetzung des Gesteins macht sich ziemlich spät erst an den Einsprenglingsfeldspäten bemerkbar. Die ersten Anzeichen ihrer Unfrische sind gesunkene Interferenzfarben, die meist in schwarzblauen Tönen sich bewegen. Häufig ist hierbei der (bei + Nicols) dunkle Feldspatuntergrund mit bläulichhell interferierenden Bändern und Maschen durchzogen, oder Flecken hellerer Interferenz sind unregelmäßig über den Feldspat verteilt.[1]) Diese helleren Partien mögen in irgend einer Weise mit der Umbildung des Feldspates zu Kalzit zusammenhängen, da dieser häufig den Bändern und Flecken zu folgen pflegt. Die Verkalkung wird von Rissen und Zwillingslamellen begünstigt; bei vorgerückter Umwandlung ist der Feldspat von Kalk völlig überwuchert, der durch Hinübergreifen in die zer-

[1]) Vgl. die ähnlichen Erscheinungen an Tholeyiten S. 19.

setzte kalkreiche Grundmasse schließlich auch die Kristallkonturen verwischt. — Seltener ist Zersetzung zu fast farblosem, schwach aggregatpolarisierendem Chlorit.

Ganz erheblich tritt gegen den Feldspat der eingesprengte Augit zurück, der vorwiegend ein monokliner Pyroxen, sich im frischen Zustande in Gestalt farbloser bis lichtbräunlicher Körner bis zu 5 mm Größe findet. Deutliche Kristallform ist meist nur den kleineren Einsprenglingen eigen; die Kristalle zeigen dann die charakteristischen Formen von an den Ecken abgeschrägten Rechtecken (Querschnitte) oder von Prismen mit beiderseits aufgesetzten Pyramiden (Längsschnitte).

Die vorwaltenden monoklinen Augite sind durch eine deutliche prismatische Spaltbarkeit ausgezeichnet, die auf der Längsfläche mit der Richtung kleinster Elastizität einen Winkel von über 40° bildet. Pinakoidale Spaltbarkeit ist nur durch unscharfe Risse angedeutet. Zwillingsbildung nach der Querfläche ist ziemlich oft zu bemerken; häufig beschränkt sie sich aber auf die Ausbildung einer scharf gezeichneten, das Augitkorn durchquerenden Zwillingslamelle. Als Einschlüsse führt der monokline Augit Erzkörnchen, mit Erz (und Globuliten?) gekörnelte Glaströpfchen, abgerundete Feldspatkörnchen und -Leistchen und in braungelben, blätterigen Serpentin umgewandelte Körner von Olivin. Verwachsungen mit Einsprenglingsfeldspäten finden sich zuweilen (Felsgruppe „auf der Wacht", westlich von Eulenbis[1]) — Olsbrücker Tierwald[1]) — NW. der Wiesen in den Hähn bei Albessen), ein Anzeichen, daß die Bildung des vor dem Augit ausgeschiedenen Feldspats in die Bildungszeit des letzteren noch hinüberreichte. Im Gestein von Albessen fand sich an einer Stelle des Präparats ein typisch gabbroartig körniger Komplex von ineinander verschränkten breiten Feldspattafeln und gedrungenen Augiten, die wiederum Olivinkörneranhäufungen einschlossen, ein hübscher Hinweis auf die Abstammung des Gesteins. Regelmäßig zeigen sich die Augite von wahllos verlaufenden Rissen durchzogen. Wenig häufig sind tiefgehende Korrosionserscheinungen, die sich zumeist auf Kantenabrundung beschränken.[2]) — Vielfach zeigt der Augit einen gewöhnlich nicht zusammenhängenden schmalen Saum einer optisch anders orientierten Augitsubstanz, die meist einen etwas rötlicheren Farbton als der Augitkern aufweist. (Zonarer Aufbau des Augitkristalls.) — Nur in einem Falle (Gestein vom Jakobskopf bei Körborn) scheint der Kern einer derartigen Verwachsungsform durch seine gerade Auslöschung und die Stengelform auf einen rhombischen Augit hinzuweisen.

Zersetzungserscheinungen am Augit sind Verkalkung, Chloritisierung, Serpentinisierung und Umbildung zu einer biotitartigen Substanz.

Die Verkalkung des Augits ist nur an recht zersetzten Gesteinen zu beobachten.[3]) Sie ist augenscheinlich das letzte Stadium der Augitumsetzung und wohl nicht auf einen Kalkgehalt des Augits zurückzuführen;[4]) ich möchte sie als eine durch Eindringen von kalkreichen Wässern in das Gestein bewirkte Verdrängungspseudomorphose auffassen von Kalzit nach dem ursprünglichen Zersetzungsprodukt des Augits, dem Chlorit oder Serpentin. In der Tat findet sich der Kalk fast regelmäßig mit Chlorit vergesellschaftet, wobei alle Übergangsstufen vom reinen Chlorit bis zum reinen Kalzit verfolgt werden können. Diese Pseudomorphosierung kann unter Umständen sofort nach der Entstehung von Chloritsubstanz aus Augitsubstanz sich vollziehen, wie man an einem Präparat

[1]) Melaphyr aus der Grenzlagerdecke der Pfälzer Rotliegenden-Mulde.

[2]) Lediglich an den Augiten des oben erwähnten Augit-Feldspatkomplexes im Melaphyr von Albessen fanden sich buchtenartige, von Grundmasseglas ausgefüllte Ausnagungen.

[3]) So an den Melaphyren von Reipoldskirchen, zwischen Becherbach und Reipoldskirchen (nördlich vom Kreuzwald), Hohlborner Hof, Reiserberg und Wingertsberg bei Herchweiler.

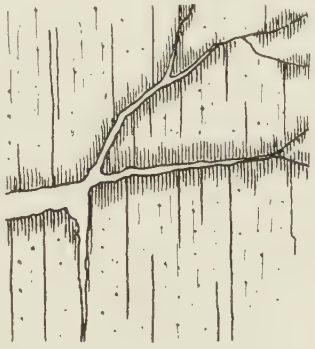
[4]) K. A. Lossen hält den monoklinen Augit im Melaphyr von Herchweiler für Malakolith (Diopsid) (loc. cit. S. 310).

des Melaphyrs vom Ausbacher Hof, Bruch westlich vom Steinwald, beobachten kann, wo der Kalzit Schritt für Schritt dem auf Rissen des Augits vordringenden Chlorit nachdrängt.

Der Chlorit ist farblos bis lichtgrünlich, ohne bemerkbaren Pleochroismus und gewöhnlich aus mikroskopisch feinen, wirr angeordneten Schüppchen, die eine schwache Aggregatpolarisation zeigen, aufgebaut. Einschlüsse von sekundärem, bei der Augitumsetzung entstandenen Quarz, sowie von Erzkörnchen oder Titanitkrümeln[1]) fehlen fast durchgängig. Nach den beobachteten Eigenschaften dürfte ein Pennin vorliegen.

Mit dem monoklinen Augit ist häufig rhombischer Pyroxen vergesellschaftet, der, anscheinend ein Bronzit ($Ch_z +$) mit jenem in der Kristallform und der Spaltbarkeit nach dem Prisma übereinstimmt und sich nur durch eine etwas mehr hervortretende rötliche Färbung und die stete gerade Auslöschung von ihm unterscheidet. Die Zersetzung des rhombischen Pyroxens läuft zumeist auf die Bildung von chrysotilartigem Serpentin hinaus.

Dem monoklinen und dem rhombischen Pyroxen ist übrigens, wie recht schön an den Melaphyren S. von Herchweiler und vom Jakobskopf bei Körborn zu beobachten ist, in gleicher Weise eine recht eigenartige Umbildung zuerst zu Serpentin und später zu Biotit eigen, die, wie ich nach Konstatierung der Erscheinung bemerkte, schon seinerzeit von K. A. Lossen an demselben Gestein als bemerkenswert hervorgehoben wurde.



Figur 8.
Serpentinisierung u. Biotitisierung von Augit im Melaphyr S. von Herchweiler.
Vergr.: $(\frac{200}{1})$. Gewöhnl. Licht.

Während ein Teil der Augite beider Kristallsysteme von tadelloser Frische ist, ist ein anderer Teil in der bekannten Art der Maschenstruktur von der Serpentinisierung[2]) erfaßt, wobei sie manchmal — besonders die gerade auslöschenden rhombischen Augite — nicht leicht von dem ebenfalls in Serpentinisierung befindlichen Olivin zu unterscheiden sind. Der im reinen Zustand lichtgrüne, nicht merklich pleochroitische und schwach doppelbrechende Serpentin zeigt nun an vielen Stellen eine dunklergrüne bis bräunlichgrüne Färbung und eine erhöhte Doppelbrechung. Schließlich lassen eine immer deutlicher werdende Absorption (grün zu lichtgrün, braungrün zu goldgelb) und die charakteristischen Polarisationsfarben keinen Zweifel, daß die Serpentinmaschen und Bänder vielfach aus Biotitsubstanz sich aufbauen, die unter getreuester Wahrung der Maschenstruktur auch den Vorgang der Serpentinisierung nachahmt und feinste hellleuchtende Spitzchen von den Rändern und den Sprüngen der Augite aus parallel mit den Spaltrissen in die Augitsubstanz vorschiebt (vgl. Fig. 8). Es wird somit der Anschein erweckt, als würde sich der Biotit gleich im status nascendi des Serpentins bilden. Diese eigentümliche Pseudomorphose von Biotit nach rhombischem und monoklinem Augit zeigt aber noch einige bemerkenswerte Begleiterscheinungen:

Schon bei einer flüchtigen Betrachtung sticht ins Auge, daß alle Augite, die von der Serpentinisierung und deren Fortsetzung, der Biotitbildung eben ergriffen sind, eine Interferenzfarbe zeigen, die nicht über ein Graublau sich hinausbewegt. Sie kontrastiert lebhaft mit den prächtigen Interferenzfarben der von jener Zersetzung nicht betroffenen Augite. Es liegt nahe, die gesunkene Doppelbrechung mit der beginnenden Umbildung zu Serpentin und Biotit in Zusammenhang zu

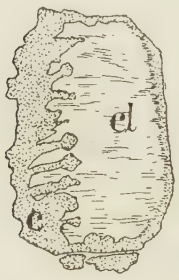
[1]) Hinsichtlich des Vorkommens von Titanit in Chloritpseudomorphosen nach Augit in den Cuseliten vgl. S. 47.

[2]) E. Weinschenk bezweifelt die Bildung von Serpentin aus monoklinem Augit. (Gesteinsbild. Mineralien. 1901. S. 101 und Allgem. Gesteinskunde. 1902. S. 120.)

bringen. Dieser Zusammenhang scheint nun zu bestehen, wie sich im Dünnschliff beobachten läßt. Ein frisches monoklines Augitkorn ist an einer Stelle in Serpentin-Biotitbildung begriffen. Der Biotit folgt hierbei einem ringförmigen Riß im Augit, wodurch sich die Figur eines Biotitkranzes herausbildet. Die Augitsubstanz im Innern dieses Kranzes zeigt dieselbe niedere Interferenzfarbe, wie sie für sämtliche in Serpentin-Biotitbildung begriffenen Augite charakteristisch ist, während die übrige, außerhalb des Biotitkranzes liegende Augitsubstanz in normalen (gelben) Farben interferiert. Mit der Abnahme der Doppelbrechung der Augitsubstanz im Innern des Biotitkranzes muß aber auch noch eine Drehung der Achsenebene eingetreten sein: denn die Augitsubstanzen innerhalb und außerhalb des Biotitkranzes löschen nicht mehr zusammen aus; der Unterschied beträgt mehrere Grad.

Diese Erscheinung läßt sich dahin erklären, daß der Serpentin, noch mehr aber der Biotit zu ihrem Molekularaufbau Eisen beanspruchen, das sie — nicht unähnlich der Erscheinung der Lateralsekretion im großen — aus der Augitumgebung, noch bevor diese der Umbildung ganz zum Opfer fällt, sich anzueignen vermögen,[1]) wobei mit dem Verlust an Eisen eine Abnahme der Doppelbrechung im Augit Hand in Hand geht.

Eine im Melaphyr von Reipoltskirchen (Intrusivgang) anscheinend verbreitete weitere Zersetzung des rhombischen und monoklinen Augits (vielleicht auch des Olivins) ist die Ausfüllung von Kristalldurchschnitten durch abwechselnde parallele Lagen von Kalzit und Biotit, der durch seine Absorption: schmutzigbraun zu lichtbräunlich oder olivengrün zu gelbgrün, der geraden Auslöschung zur Spaltbarkeit, den positiven Zonencharakter und die hohen Interferenzfarben (II. Ordnung) sich gut erkennen läßt. — Man möchte fast geneigt sein, die Bildung von Biotit aus Augitsubstanz im vorliegenden Falle ohne Vermittlung des Serpentins anzunehmen, der denn auch niemals, wie im Herchweiler und Körborner Gestein, die Biotitbildung einleitet.[2])



Figur 9.
Verkalkung des aus Olivin entstandenen Chlorit-Serpentins im Melaphyr vom Jakobskopf bei Körborn.
Vergr.: $(\frac{70}{1})$. Gewöhnl. Licht.
c = Kalzit. cl = Chlorit-Serpentin.

Olivin beteiligt sich ziemlich lebhaft an der Gesteinszusammensetzung; er findet sich fast ausschließlich in Gestalt kleiner, oft wohl geformter, zumeist serpentinisierter Kristallkörner, nicht selten auch als Einschluß in Augiteinsprenglingen. Wo er noch nicht ganz zersetzt ist, ist er farblos durchsichtig, ohne deutliche Spaltbarkeit.

Ganz wie im rhombischen und monoklinen Augit beginnt der Serpentin auf Rissen des Olivins sich senkrecht anzusetzen und ein enges Maschenwerk allmählich über ihn auszubreiten, ohne indessen die Kristallform im wesentlichen zu stören. Er ist meist lichtgrünlich gefärbt, manche vollendete Serpentinpseudomorphosen zeigen braungrüne Farben und schwache Absorption. Neben den meist fahnenartigen Bildungen des Antigorits findet sich hie und da vergesellschaftet faseriger Chrysotil. Weiterumbildung des Serpentins zu Kalzit ist häufig zu bemerken, besonders in den mit Gangtholeyiten vergesellschafteten Melaphyren. Die Verkalkung ergreift die Ränder des Kristalls und die Wände von Rissen in demselben zuerst. In einem Präparat des Melaphyrs vom Jakobskopf bei Körborn gestaltet sich an einer Stelle die Ersetzung des (chloritartigen) Serpentins durch Kalzit so, daß dieser vom Rande aus senkerartige Ausläufer in die Chlorit-Serpentinsubstanz vorschiebt, die somit langsam „aufgezehrt“ wird (Fig. 9).

---

[1]) Diese Erscheinung erinnert an die von mir auf S. 21 an einem tholeyitischen Diabas beschriebene, wo bei einem iddingsitähnlichen Serpentin die durch Eisenaufnahme aus Titanmagnetit erhöhte Licht- und Doppelbrechung und die schließliche Herausbildung von Biotit aus dem Serpentin sich Schritt für Schritt verfolgen läßt.

[2]) Über Biotitbildung aus Augit vgl. Bruno Doss: Die Lamprophyre und Melaphyre des Plauenschen Grundes. Min. und petr. Mitt. XI. 1890. S. 43. Der Verfasser führt auch noch weitere Arbeiten, in denen das Phänomen der Augitverglimmerung besprochen wird, an.

In den effusiven Melaphyren pflegt der Olivin-Serpentin nicht zur Bildung mikroskopisch größerer Komplexe hinzuneigen. In manchen, in Verbindung mit porphyritischen Tholeyiten auftretenden und zu diesen Gesteinen in der Struktur hinneigenden Melaphyren — Gestein nördlich vom Kreuzwald bei Reipoltskirchen (Punkt 25 des Kärtchens, Reipoltskirchen (P. 24), Hohlborner Hof, Reiserberg (P. 21)] — finden sich solche Komplexe in Form lappenartiger (korrodierter) Putzen und Nester, die, von einem Saum von körneligem, stab- bis tannenbaumförmigem Erz (Titaneisen?) umgeben, im reinsten Zustande aus fast farblosen Serpentinfahnen bestehen, mit fortschreitender Verwitterung aber Kalk aufzunehmen pflegen, der dem Serpentin auf den Klüften des ursprünglichen Olivins nachdrängt und ihn schließlich ganz zu überwuchern vermag, wobei sich auch die ursprüngliche Kristallgestalt völlig verwischt.

In dem stark zersetzten Gestein vom Wingertsberg bei Herchweiler ist der Serpentin ersetzt durch farblosen, feinst aggregatpolarisierenden Chlorit.

Die Grundmasse der Melaphyre setzt sich zusammen aus einem mehr oder minder mikroskopisch feinstengeligen, divergentstrahligen Feldspatbalkengerüst, übersät mit Augit- und Erzkörnchen und durchtränkt mit einer stets ziemlich erheblichen Menge von Gesteinsglas.

Wurde oben bereits ein unterscheidendes Merkmal der beiden Gruppen von Melaphyren in der Art der Olivinführung angegeben, so zeigen auch die Grundmassen der Ergußmelaphyre und der melaphyrischen Entwicklungsformen von Gangtholeyiten gewisse unterscheidende Eigentümlichkeiten, in denen sich die verschiedenen Umstände der Bildung dieser Gesteine widerspiegeln.

Das Gerüst der Grundmassefeldspäte (vgl. Fig. 7) baut sich aus mikroskopisch kleinen Plagioklasen in gedrängter oder lockerer Verschränkung auf, die deutliche Albitzwillingsstreifen und eine durchschnittlich hohe Auslöschungsschiefe zeigen, und mitunter, besonders in den mikrolithischen Formen, an den Enden gespleißt sind. Nichtlamellierten, rechteckigen oder quadratischen Kristalldurchschnitten begegnet man seltener. Die Zersetzungserscheinungen sind dieselben wie bei den Einsprenglingen.

Im allgemeinen ist den Grundmassefeldspäten der aus Gangtholeyiten herausgebildeten Melaphyre eine mikroskopisch ansehnlichere Größe eigen, als sie die Grundmassefeldspäte der Ergußmelaphyre aufweisen. Mikrolithische Kleinheit ist bei jenen selten,[1]) bei diesen, besonders gegen die Oberfläche der Decke zu, häufig zu beobachten.

Der Augit findet sich als lichtbräunliche, gewöhnlich allotriomorphe Körnchen zwischen dem Feldspatbalkenwerk verstreut vor. In sämtlichen Melaphyrgesteinen läßt er eine gewisse Neigung, mit den Grundmassefeldspäten zu verwachsen, nicht verkennen; am deutlichsten prägt sie sich aber in den melaphyrischen Ausbildungsformen von Gangtholeyiten aus (vgl. Fig. 7), wo die kleinen Augitkörnchen von den Grundmassefeldspäten häufig zerhackt erscheinen. Makroskopisch unmerklich führen diese Gesteine durch Zunahme der Augitkomplexe in der Grundmasse und Reduktion der Augiteinsprenglinge in tholeyitische Diabasporphyrite und ophitische

[1]) So am Melaphyr vom Backöfchen an einer Stelle; in dem dunkelgekörnelten, stark vorherrschenden Grundmasseglas schwimmen ganz locker erteilt die Feldspatmikrolithen, untermengt mit etwas größeren Formen. In seinem ganzen Habitus erinnert das Gestein recht an einen effusiven Melaphyr. Eine andere Probe des Gesteins zeigt aber mikroskopisch wiederum ganz den Anblick einer melaphyrischen Ausbildungsform eines Tholeyits.

tholeyitische Diabase über. Die im Melaphyr S. von Herchweiler beobachtete Serpentinisierung und Biotitisierung der Einsprenglingsaugite ist an den Grundmasseaugiten nicht zu beobachten; in den übrigen Zersetzungserscheinungen stimmen sie mit jenen überein.

Alle Melaphyre sind durch einen durchschnittlich ziemlich reichlichen Gehalt an einer glasartigen Basis ausgezeichnet, welche das Feldspatgerüst der Grundmasse wie einen Kitt umhüllt (vgl. Fig. 7). Am reichlichsten ist die Basis in gewissen melaphyrischen Entwicklungsformen aus Gangtholeyiten zur Entwicklung gelangt, wo sie mikroskopisch ansehnliche Partien für sich zu bilden pflegt. Stets eignet ihr eine bei gewöhnlichem Licht recht deutliche Körnelung mit dunklen globulitischen Körnchen, Erzpartikelchen- und Leistchen. Von Natur aus wohl farblos, erscheint sie in den Grenzlagermelaphyren von Eulenbis („Auf der Wacht") und in dem diesem Gestein sehr ähnlichen, gangartig auftretendem Melaphyr von Albessen (NW. der Wiesen in den Hähn) bräunlich bis schwärzlich. In den basisreichen Gesteinen z. B. von Reipoltskirchen, Ausbacher Hof (westlich vom Steinwald), die tholeyitischen Intrusivgängen entnommen wurden, ordnen sich die Globuliten und Erzkörnchen gerne in Doppelreihen an, was auf eine Umgrenzung von in den Basiskitt eingebetteten Feldspatmikrolithen durch die Körnchen zurückzuführen ist.

Die Basis ist, worauf schon die Globulitenanhäufung hinweist, mehr oder minder in der Entglasung begriffen. Demgemäß ist ein wechselnder Grad der Doppelbrechung vorhanden, der am auffälligsten in den basisreichen melaphyrischen Entwicklungsformen tholeyitischer Gänge ist, wo die Doppelbrechung Interferenzfarben bis zum Bläulichweiß I. Ordnung liefert.

Die Zersetzung des Glases führt zur Bildung von Chlorit und Kalzit.

Chloritische Umbildung kann, wie an den Deckenmelaphyren von Schallodenbach und von Eulenbis schön beobachtet werden kann, mitten im tadellos frischen Gestein stattfinden. Manche Stellen der Basis sind hierbei vollkommen umgewandelt in ein braun- bis goldgelbes Aggregat von feinsten chloritischen Nädelchen (Ch_z +), die sich zu den umgrenzenden Feldspäten der Grundmasse senkrecht anordnen; im Innern der chloritischen Substanz ist eine radialfaserige Struktur vorherrschend. Die Globuliten- und Eisenerzkörnelung ist vollständig verschwunden; nur geringe Mengen von Titanit sind anscheinend die letzten Reste derselben.[1]) — Im Gestein von Reipoltskirchen ist das chloritische Zersetzungsprodukt blaßgrün, interferiert schwach und ist stets mit Titanitkörnchen übersät. Fläserchen von sekundärem Biotit und Limonit sind gelegentliche Begleiter.

Die Umbildung der Basis zu Kalzit ist augenscheinlich das Endstadium ihrer Zersetzung. Sie ist wohl eine mittelbare, durch die Verdrängung des Chlorits durch Kalzit entstandene.

Den Bestand der Grundmasse ergänzt titanhaltiges Magneteisenerz und Titaneisen, die in Gestalt von schlecht begrenzten Körnchen und Leistchen ziemlich locker über die Grundmasse gesät sind. — Apatit fehlt nicht.

Anhang.

In den Rahmen der gegebenen Schilderung der basaltischen (glasreichen) Melaphyre paßt nicht ganz das melaphyrische Gestein, das, oberhalb des Wickelhofes bei Schallodenbach anstehend, zweifellos eine Entwicklungsform eines tholeyitischen Intrusivganges darstellt. Auch die mikroskopische Struktur weist auf eine enge Verwandtschaft mit einem Tholeyitgestein hin: man könnte es als einen eigen-

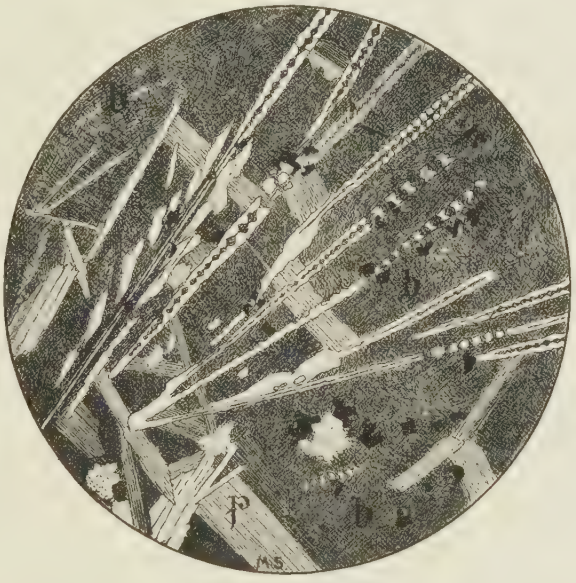
[1]) Rosenbusch hält die Globuliten basischer Gesteinsgläser für Titaneisen (Mikr. Phys. der mass. Gest. 1887. S. 334), Rinne stimmt ihm in dieser Ansicht bei (Sitz.-Ber. der Berl. Ak. 1889. S. 1020).

artigen Übergang von basaltischem (glasreichen) Melaphyr zu einem tholeyitischen Diabasporphyrit auffassen.

Schon die Feldspateinsprenglinge weichen durch ihre fast durchwegs langstengelige Form (Länge bis 5 mm, Breite ca. $^1/_2$ mm) von den gedrungenen, oft tafelförmig entwickelten Feldspäten der bisher besprochenen basaltischen Melaphyre ab. Sie sind farblos, von großer Frische, scharf nach dem Albitzwillingsgesetz (selten nach dem Periklingesetz) lamelliert und der mehrfach beobachteten Auslöschungsschiefe von ca. 30°, senkrecht c gemessen, nach zu schließen, zum Labrador-Bytownit gehörig. Als Einschluß führen sie seltenes, durch Spaltrisse eingedrungenes Grundmasseglas.

Als Zeugen der ehemaligen Anwesenheit von Olivineinsprenglingen fallen Pseudomorphosen von bräunlich-grünem, schwach pleochroitischem Serpentin mit einem rundlich-sechseckigen Kern von Kalzit auf.

Was aber besonderes Interesse erweckt, das ist die eigentümliche skelettförmige Ausbildung der „Einsprenglingsaugite". — Durch die Grundmasse, die sich aus einem divergentstrahligen Balkengerüst von kleinsten, frischen, schlanken Plagioklasleistchen aufbaut, dessen Zwischenräume in gleicher Weise von einer farblosen, gekörnelten und schwach aufhellenden Basis und von Augit ausgefüllt wird, während zahllose Erzkörnchen darüber verstreut sind, schießen, besonders an Stellen, wo das Feldspatgerüst sich lockert, ganz eigentümliche stabförmige Skelette von Augit, die ihre intratellurische Bildung nur dadurch verraten, daß sie vielfach, wie Pfähle im Boden, auf eine kleine Strecke in Einsprenglingsfeldspäte eingelassen sind. Andernteils leiten aber diese Gebilde ruhig in die Zwickelaugite der Grundmasse über, und auch die Feldspäte der letzteren durchschneiden sie vielfach, demgemäß ein Beweis, daß das weitere Wachstum der Skelette bereits in die Bildungszeit der Grundmasse, der Effusivperiode, fiel.



Figur 10.
Skelettförmige Ausbildung von Augit im Melaphyr oberhalb des Wickelhofes bei Schallodenbach.
Dünnschliffbild $\left(\frac{120}{1}\right)$. Nicols gekreuzt.
Augit = helle durchbrochene Stäbe.
Erz = schwarze, eckige Körnchen.
p = Plagioklas der Grundmasse. Kalzit helle, gekörnelte Putzen.
b = Gesteinsglas der Grundmasse, halb entglast.

Die allgemeine Form dieser Skelette habe ich in Fig. 10 wiedergegeben. Es sind meist mikroskopisch ansehnliche, häufig zerbrochene lichtbräunliche Stengel und Leisten, die, oft zu Bündeln oder Fächern miteinander vereinigt, vielfach ein bei gekreuzten Nicols dunkel aus dem gelblich-grauen Stengel sich abhebendes „Mark" aufweisen, das in seiner Gestalt einem Rosenkranz nicht unähnlich scheint.

Dieses „Mark“ wird gebildet von reihenförmigen quadratischen Durchbrechungen,[1]) deren 90°-Winkel wohl mit der Spaltbarkeit des Augits in Zusammenhang zu bringen ist. Augenscheinlich sind diese Stengel einseitig nach der kristallographischen b-Achse ausgestreckt (Ch_z +, b = ƀ), wobei sich die Spaltbarkeit in der genannten merkwürdigen Weise bemerklich macht. Es zeigen in der Tat nur derartig orientierte Schnitte durch die Stengel das „Mark“, anderen fehlt es. Eine fiederförmige Ausbildung der Augitskelette ist seltener. Häufig sind die zarten Gebilde zerbrochen, wobei die Bruchstücke in einer Reihe liegen bleiben oder sich zu Häufchen anordnen können, die in die Grundmasseaugite überleiten. — Auffällig erscheint mir auch der niedere Grad der Doppelbrechung, der sämtlichen Augitskeletten eigen ist. Sie zeigen in allen Schnitten ein Gelblichweiß I. Ordnung. Die niedere Doppelbrechung kann hierbei nicht auf eine beginnende Zersetzung zurückgeführt werden, da sie sämtlich durch eine tadellose Frische sich auszeichnen.

Es möge erwähnt werden, daß in manchen tholeyitischen Diabasporphyriten und deren Übergängen zu Melaphyren (Gestein vom Sterzelberg [P. 13], von den neuen Brüchen bei Kaulbach [P. 19] u. a.) an ganz vereinzelten Stellen die Mesostasis zu einer ähnlichen Ausbildung, wie die eben geschilderte, hinneigt. Doch ist die Exaktheit in der Modellierung der Augitmikrolithen und die Reinheit der Basis eine weit geringere.

Das Material zur vorliegenden Untersuchung lieferten die folgenden Gesteine:

I. Melaphyrische Entwicklungsformen tholeyitischer Intrusivgesteine.[2]) Fundpunkte: „Backöfchen“ bei Morbach — zwischen Niederkirchen und Heimkirchen (P. 5 der beigefügten Übersichtskarte) — „Heimbüschel“ bei Relsberg — Reiserberg nordöstlich von Schallodenbach (P. 21) — „Haidenhübel“ nächst Messersbacher Hof (P. 22) — oberhalb des Wickelhofes bei Schallodenbach (vgl. Fig. 10) — Becherbach — Flettersberg bei Nußbach (P. 23) — Reipoltskirchen (P. 24) — zwischen Becherbach und Reipoltskirchen nördlich vom Kreuzwald (P. 25) — Ausbacher Hof, Bruch westlich vom Steinwald (P. 9) (vgl. Fig. 7) — Herchweiler — Wingertsberg bei Herchweiler.

II. Selbständige Gangmelaphyre. Fundpunkte: Jakobskopf bei Körborn — NW. der Wiesen „in den Hähn“ bei Albessen.

III. Melaphyre aus dem unteren effusiven Lager (Grenzlager) des unteren Oberrotliegenden (Erguß- oder Deckenmelaphyre, „Grenzmelaphyre“). Fundpunkte: Felsgruppe „auf der Wacht“ bei Eulenbis — Olsbrücker Tierwald (P. 26) — Schallodenbach (P. 27).

Abkömmlinge eines dioritischen Magmas.

Die zur allgemeinen Gruppe der Augitporphyrite gehörigen andesitischen Porphyrite (Weiselbergite), die Labradorporphyrite und die zwischen einem Augitporphyrit und einem kersantitartigen Gestein stehenden Cuselite bilden im Verein mit dem gleichfalls kersantitähnlichen Augitsyenitporphyr und den ganz von diesen

[1]) Mit Einschlüssen von Grundmasseglas und Erzkörnchen.

[2]) Man vergleiche auch die namentliche Aufführung der Übergänge von tholeyitischen Diabasporphyriten in basaltische (glasreiche) Melaphyre auf S. 25.

Gesteinen abweichenden Apliten die Familie der Abkömmlinge eines Diorit-(Augitdiorit-)Magmas (vgl. das Schema S. 6). Macht schon die vermutliche mineralische Zusammensetzung des dioritischen Muttergesteins, besonders hinsichtlich des Augitgehaltes, es wahrscheinlich, daß seine Abkömmlinge in mancher Hinsicht denen eines Gabbromagmas, wie sie soeben besprochen worden sind, sich ähnlich verhalten dürften, so findet diese Vermutung ihre Bestätigung durch die Beobachtung im Feld und unterm Mikroskop. Sowohl, was die Art des geologischen Auftretens der Dioritabkömmlinge, als was auch ihre strukturellen Eigenschaften anlangt, stellen sie ein nicht ungetreues Spiegelbild zu den Derivaten eines Gabbros dar. Mit dem Gabbrodiabas, dem Kern größerer diabasischer Intrusivmassen kann man die zwar in unserem Gebiet nicht anstehenden, jedoch vermutlichen Tiefenformen der Cuselite vergleichen, die Cuselite selbst erinnern strukturell häufig an Diabasporphyrite; den Übergängen zwischen (tholeyitischen) Diabasporphyriten und basaltischem (glasreichem) Melaphyr kann man zur Seite stellen die Übergänge zwischen Cuseliten und Weiselbergiten (oder Labradorporphyriten). Nur den eigenartigen tholeyitischen Entwicklungsformen der Diabasgesteine kann auf der Seite der Dioritabkömmlinge kein strukturelles Äquivalent zur Seite gestellt werden.

Die Grenze der beiden großen Gesteinsfamilien verfließt, wie schon erwähnt wurde, besonders zwischen Weiselbergit, Labradorporphyrit und basaltischem (glasreichen) Melaphyr, gerade also bei den ausgeprägtesten Effusivformen. Dies ist wohl erklärlich, da eine rasche, intensive Abkühlung die leichtflüssigen Effusivgesteine beider Tiefenmagmen, bei ihrer ähnlichen Basizität wohl auch zu einander ähnlichen Strukturausbildungen veranlassen konnte. Es ist eine genaue Kenntnis des geologischen Auftretens dieser Grenzformen und die Paragenese mit leichter erkennbaren Gesteinen erforderlich, um mit Sicherheit über die Zugehörigkeit einer effusiven Grenzform zur einen oder anderen Tiefengesteinsfamilie zu entscheiden. Mangels einer solchen Kenntnis muß schließlich die persönliche Empfindung das letzte Wort sprechen.

Ich freue mich, daß ich dank der sorgfältigen Einsammlung der untersuchten Gesteinsproben und durch die weitblickende geologische Aufnahme der Eruptivgebilde des Untersuchungsgebiets durch Dr. L. von Ammon und Dr. O. M. Reis zu dieser Notwendigkeit nur ganz selten greifen mußte.

Im folgenden wird man ein eigenes Kapitel für die „Labradorporphyrite“ vermissen, obwohl ich sie sowohl in meinem Schema aufführte, als auch ihre Verwandtschaft zu Cuseliten, Weiselbergiten, Diabasporphyriten und zu basaltischen (glasreichen) Melaphyren, den Angaben von H. Rosenbusch folgend, betonte. Diese Gesteinsgruppe bildete für meine Darlegungen über die Beziehungen der untersuchten Eruptivgesteine zueinander ein wichtiges Objekt; diese Wichtigkeit nun ist freilich für das Untersuchungsgebiet mehr theoretisch als praktisch, denn ich konnte sie mit Sicherheit auf mikroskopischem Wege nicht nachweisen bzw. sie von den ihnen so ähnlichen oben genannten Gesteinen abtrennen. — Die Unsicherheit in der Bestimmung des Labradorporphyrit-Typus hat übrigens selbst H. Rosenbusch zu schwankenden Gesteinsbestimmungen veranlaßt. So sehen wir, daß in der III. Auflage der Mikr. Physiographie der massigen Gesteine 1896 Rosenbusch einen eigenen Labradorporphyrit-Typus für das Saar-Nahe-Gebiet aufstellte, den er den Namen „Navit“ gab. Hierzu rechnete er auch (loc. cit. S. 965) die von A. Leppla (loc. cit. S. 137) als Melaphyre in meinem Sinn bestimmten Grenzlagergesteine von Eulenbis („auf der Wacht“) und von Olsbrücken, auf dem

Wege nach Mehlbach. — In der II. Auflage der Elemente der Gesteinslehre vom Jahre 1901 aber führt derselbe Autor die Navite unter den Melaphyren auf (S. 328), womit also die Leppla'sche Bestimmung der beiden genannten Gesteine wieder ihre ursprüngliche Berechtigung erhält.

Bei Betrachtung der Reihenfolge in der Besprechung der Dioritabkömmlinge wird man unschwer die Absicht erkennen, schon äußerlich zu betonen, daß die gabbroverwandten und dioritverwandten Gesteine bei allen trennenden Merkmalen doch fest aneinander gefügte Glieder einer ununterbrochenen Kette darstellen, deren eines Ende der Gabbro und seine Derivate, deren anderes der Granit und seine Abkömmlinge darstellt.

V. Andesitische Porphyrite (Weiselbergite).

Was die basaltischen (glasreichen) Melaphyre unter den Abkömmlingen eines Gabbromagmas, das sind die andesitischen Porphyrite unter den Derivaten eines dioritischen Magmas, nämlich dessen ausgesprochenste Effusivform. Im folgenden ist der Begriff „Weiselbergit“ [1]) etwas weiter gefaßt als ihn z. B. H. Rosenbusch bestimmt wissen will. Die Weiselbergite sind porphyritische Gesteine von andesitischer Struktur, ausgezeichnet durch Einsprenglinge von Plagioklasen, monoklinem oder rhombischem Augit und gelegentlichem Olivin in einer pilotaxitischen oder hyalopilitischen Grundmasse. Für das Saar-Nahe-Gebiet unterscheidet der oben genannte Autor nach dem Vorwiegen von rhombischem oder von monoklinem Augit unter den Augiteinsprenglingen die von mir als Weiselbergite bezeichneten Gesteine in zwei Gruppen: in „Enstatitporphyrite“ [2]) und in „Augitporphyrite“ oder Weiselbergite in seinem Sinne. Beide Gesteinsarten sind geologisch aufs innigste miteinander vergesellschaftet und durch Übergänge miteinander eng verbunden. Auch K. A. Lossen kann die scharfe Trennung der Gesteine mit rhombischem und derjenigen mit monoklinem Augit nicht befürworten und sieht Rosenbuschens Weiselbergit und Enstatitporphyrit aus dem mittleren Eruptivbett des Grenzlagers an der Nahe für wesentlich ein und dasselbe andesitische Porphyritgestein an (loc. cit. S. 304). Eine Anzahl der mir zur Untersuchung vorgelegenen Gesteine weicht in der mikroskopischen Struktur von der des typischen Weiselbergits ab, mit welchem Gestein sie jedoch geologisch eng verknüpft sind. Wegen der mangelnden Selbständigkeit dieser Gesteine und wegen der Schwierigkeit sie nach dem immerhin nicht vollkommenen Einblick, den die Betrachtung eines Dünnschliffpräparats bei der so ungemein wechselnden Struktur der Gesteine bietet, genau zu klassifizieren, werden sie im folgenden mit den Weiselbergiten zusammen besprochen werden, wozu ihre geologischen und petrographischen Verwandtschaftsbeziehungen volle Berechtigung erteilen.

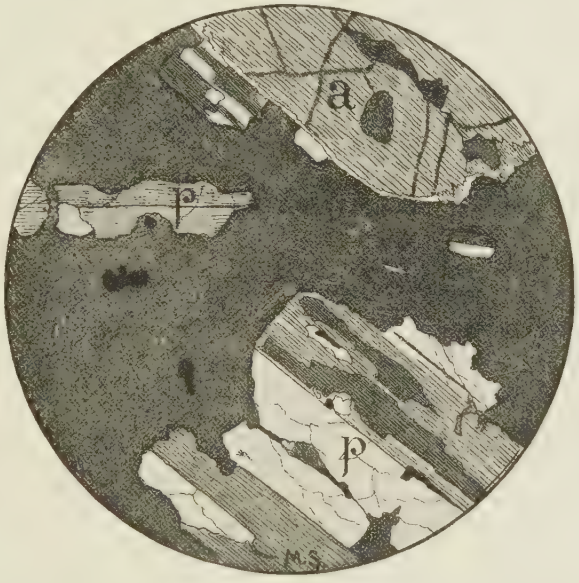
Das Vorkommen des typischen Weiselbergits als Deckengestein ist im Saar-Nahe-Gebiet so ziemlich auf die Nahemulde beschränkt, wo er nach K. A. Lossen die Mittelzone des dortigen Grenzlagers bildet. Soweit meine Untersuchungen reichen, tritt typischer effusiver Weiselbergit in der Pfälzer Rotliegendenmulde recht in den Hintergrund. A. Leppla beschreibt in seiner von mir schon mehrfach zitierten und für die vorliegenden Untersuchungen in vieler Hinsicht nützlichen Abhandlung allerdings Augitporphyrite aus der Gegend von Schweisweiler

[1]) So benannt nach dem Vorkommen vom Weiselberg bei Oberkirchen (Rheinpr.).
[2]) loc. cit. S. 947.

und Falkenstein, die einem zwischen dem unteren und oberen Effusivlager eingeschalteten ziemlich langgestreckten Deckengestein entnommen wurden, und betont ihre Ähnlichkeit mit Porphyriten aus der Nahemulde (loc. cit. S. 137). Den echten Typus eines Weiselbergits aber stellen diese Gesteine, wie ich aus einigen Gesteinsproben ersehe, nicht dar; sie gehören zu der Gruppe jener Gesteine, die ich oben als weiselbergitverwandt bezeichnete, und stellen meines Erachtens durch Vorgänge bei der Effusion herbeigeführte strukturelle Modifikationen weiselbergitischer Gesteine dar.[1])

Ganz ähnlich wie der basaltische (glasreiche) Melaphyr sowohl in Deckenform sich findet, wie auch als Entwicklungsform tholeyitischer Intrusivganggesteine vermutlich nach den Salbändern hin, so treten auch die Weiselbergite in einer ähnlichen Doppelrolle auf. Neben der eben erwähnten Beteiligung weiselbergitartiger Gesteine in Deckenform im Unteren Oberrotliegenden entwickeln sich Gesteine vom echten Weiselbergittypus an zahlreichen Stellen aus Intrusivgängen cuselitischer Gesteine; andererseits lassen sich aber auch Modifikationen der melaphyrischen Entwicklungsformen von Gangtholeyiten zu weiselbergitähnlichen Gesteinsausbildungen in selteneren Fällen nachweisen.

An dem makroskopisch meist schwarzen Gestein der Weiselbergite lassen sich spärliche Feldspat- und noch spärlichere Augitkristalle, welch beide häufig ganz zurücktreten können, in einer recht feinkörnigen Grundmasse erkennen, deren besonders unter der Lupe zuweilen hervortretender Seiden- und Pechglanz glasig-fluidale Struktur verraten.[2])



Figur 11.
Weiselbergit von Breungenborn bei Baumholder (Rheinpr.).
Dünnschliffbild $\left(\frac{65}{1}\right)$. Nicols gekreuzt.
p = Plagioklaseinsprenglinge.
a = Rhombischer Augit, mit schmaler Umrandung von monoklinem Augit.
Die dunkle, schwach interferierende Grundmasse setzt sich zusammen aus hellen Leistchen von Augit und Feldspat, dunklen Erzkörnchen und spärlichem Glas.

Mikroskopisch gewähren die Weiselbergite im allgemeinen das Bild eines ausgezeichnet porphyrischen Gesteins, im typischen Zustande mit einer pilotaxitischen,[3]) hyalopilitischen[3]) oder glasig-fluidalen Grundmasse und zurücktretenden, manchmal ganz verschwindenden Einsprenglingen von Feldspat, monoklinem und rhombischem Augit, wozu noch in vielen Gesteinen Olivin treten kann (Olivin-Weiselbergite). (Fig. 11.)

---

[1]) H. Rosenbusch glaubt, auch sie (loc. cit. S. 950) zu seinen Enstatitporphyriten stellen zu dürfen.

[2]) Im folgenden werden auch einige im Text durch das beigefügte Wort (Rheinpr.) näher bezeichnete Weiselbergitgesteine aus dem preußischen Grenzlagergebiet in die mikroskopische Untersuchung mit einbezogen werden, zum Zwecke der Darlegung der strukturellen Gleichwertigkeit der bayerischen Weiselbergitvorkommnisse mit solchen auf dem benachbarten preußischem Boden.

[3]) Vgl. die erläuternde Anmerkung S. 7.

Ein im frischen Zustand farbloser Plagioklas (nach den Auslöschungsschiefen ⊥ a 60—80°, ⊥ c 10—30° teils Oligoklas-Andesin, teils Labrador-Bytownit) tritt als Einsprengling in nicht besonders großer Menge auf. Meist nach der a-Achse gestreckt, mitunter auch gedrungen oder tafelig entwickelt, zeigt er, bei einer Größe bis zu mehreren Millimetern, nicht selten vollkommene Kristallform und eine schöne polysynthetische Zwillingslamellierung, wozu noch häufig Periklinzwillingsstreifen kommen. Hie und da stößt man wohl auf kleine rechteckige, gerade auslöschende und der Lamellierung entbehrende Kristalle, welche möglicherweise Orthoklase sind. Viele Einsprenglinge zeigen zonaren Aufbau; mitunter finden sich in ihnen unregelmäßige, zum Teil lappige Kerne mit veränderter Auslöschung. Größenverhältnisse und Menge der Feldspateinsprenglinge sind recht schwankend. In den typischen Weiselbergitgesteinen mit feinfilziger oder feinfluidaler Grundmasse sind im allgemeinen die Feldspäte als Einsprenglinge am reichlichsten vertreten und erreichen eine Größe bis zu drei Millimetern; in den den Cuseliten sich nähernden pilotaxitischen, oder in den basisreichen gröberfluidalen Ausbildungsformen tritt der Feldspat als Einsprengling erheblich zurück.[1]) In den letztgenannten Gesteinsformen können zur Not einige etwas größer entwickelte Feldspäte der Grundmasse als Einsprenglinge benannt werden (Gestein aus der Mittelzone des Grenzlagers zwischen Heimbach und Ruschberg in der Rheinprovinz).

Die Einsprenglingsfeldspäte neigen zur Gruppenbildung unter sich wie auch mit den Einsprenglingsaugiten, mit denen sie Verwachsungen eingehen (Weiselbergite von Breungenborn bei Baumholder in der Rheinprovinz, vom Mausemühltunnel bei Hoppstädten und von Oberalben. Sämtliche aus dem Grenzlager an der Nahe). — Grundmasseglas ist in gekörnelten unregelmäßigen Partien meist längs Zwillingslamellen und Spaltrissen, manchmal auch in einer Randzone der Feldspäte eingeschlossen. Daneben finden sich Einschlüsse von (chloritisiertem) Augit, Erzkörnchen und goldgelbem Titanit, wohl aus letzteren entstanden (vgl. Fig. 11). Mechanische Verletzungen, Risse und Sprünge, zum Teil wieder durch andere Mineralien ausgeheilt, oder Zerbrechungen sind recht häufig.

Die Zersetzung der Feldspäte verläuft ähnlich wie in den bereits geschilderten Gesteinstypen der Gabbrofamilie. Verkalkung ist allgemein, häufig pflegt ihr eine mir noch unbekannte, schon früher an anderen Gesteinen erwähnte molekulare Umlagerung voranzugehen, die ein ganz erhebliches Sinken der Doppelbrechung der Feldspäte, manchmal bis zum Isotropismus zur Folge hat. Bläulichweiß interferierende Schnüre und Bänder pflegen hierbei die dunklen Kristalle zu durchziehen; sie bezeichnen öfters die Stellen eben beginnender Verkalkung.

Chloritbildung ist seltener; im Weiselbergit aus dem tholeyitisch-melaphyrischen Intrusivgang vom Elkenknopf bei Schallodenbach (P. 28) sind die langbalkenförmigen Feldspäte von chloritischen gelben Schnüren der Länge nach durchzogen und mit Eisenoxyd infiltriert; besonders auffällig ist die Chloritisierung der Einsprenglingsfeldspäte im Grenzlager-Weiselbergit von Oberalben, wo viele derselben einen meist scharf umschriebenen, die Kristallform nachahmenden Kern aus gelblichgrünem, schuppigem Chlorit besitzen. Zuweilen hüllen diese Umsetzungsprodukte Quarzkörnchen ein.

Kaolinisierung der Einsprenglingsfeldspäte, an der mehligen Bestäubung bei + Nicols kenntlich, zeigen nur wenige Gesteine, darunter ganz intensiv der

[1]) Vgl. die namentliche Aufführung der Gesteine am Schluß des Kapitels.

Weiselbergit vom Felsental bei Obereisenbach, ferner das Gestein zwischen Heimbach und Ruschberg (Rheinpr.).

Frische Augiteinsprenglinge oder wenigstens Reste davon finden sich nur in einigen Gesteinsproben, besonders im Weiselbergit von Breungenborn bei Baumholder (Rheinprovinz), der auch in allen anderen Eigenschaften an Schönheit die übrigen Gesteinsvorkommnisse übertrifft (vgl. Fig. 11). Er tritt sowohl in seiner monoklinen wie in seiner rhombischen Form auf, stets aber weicht er hinsichtlich seiner Menge vor dem Feldspat zurück. Ähnlich wie die Einsprenglingsfeldspäte findet auch der Augit sich besonders gerne in den Gesteinen mit pilotaxitischer Grundmasse. Im frischen Zustand bildet der monokline Augit zum Teil gut entwickelte farblose Kristalle von bekannten physikalischen Eigenschaften. Oft mit Feldspateinsprenglingen verwachsen, ist er doch im allgemeinen älter als diese; er führt nur selten Einschlüsse von Feldspatkristallen; weitere Interpositionen sind Erzkörnchen und rotes Eisenoxyd.

In den meisten der untersuchten Gesteine lassen nur mehr Pseudomorphosen von Kalzit und lichtgrünem bis farblosem, aggregatpolarisierenden Chlorit ehemals vorhandenen monoklinen Augit vermuten; manche dieser Pseudomorphosen mögen aber wohl auch dem Olivin ihre Entstehung verdanken. Im Weiselbergit aus dem tholeyitisch-melaphyrischen Intrusivgang vom Sohlberg, nordöstlich von Reipoltskirchen (P. 31) ist diese Umsetzung mit einer mikroskopisch ganz ansehnlichen Ausscheidung von Erz und Titanit (Leukoxen) verbunden.

In Begleitung des monoklinen Augits tritt häufig rhombischer Pyroxen auf, besonders in olivinarmen oder olivinfreien Gesteinen (Grenzlagergestein vom „Steinernen Mann“ bei Oberalben). Er findet sich entweder in gedrungenen prismatischen Gestalten (Weiselbergit von Breungenborn [Rheinprovinz]) (Fig. 11) oder in Form kurzer Stengel. Stets ist er durch prismatische, seltener durch eine deutliche quere Spaltbarkeit, durch geringe Doppelbrechung und durch einen deutlichen Pleochroismus ausgezeichnet (∥ c bläulichgrün, ⊥ c lichtbräunlich). Mitunter ist er von einem schmalen Saum von monokliner Augitsubstanz umhüllt (vgl. Fig. 11). Man darf in dem rhombischen Augit wohl einen zwischen dem Bronzit und dem Hypersthen stehenden Pyroxen vermuten.

In den meisten Gesteinen zeigt sich der rhombische Augit völlig zersetzt. Die Produkte der Zersetzung sind teils chloritähnlicher Serpentin in einigen Gesteinen, teils Bastit in anderen. Ersterer füllt in Form von grünlichgelben Faserbündeln (Ch$_z$ +), von schwachem Pleochroismus (∥ der Fasern bläulichgrün, ⊥ hierzu grünlichgelb) und geringer Doppelbrechung (lavendelblaue Interferenzfarben) die Kristalldurchschnitte des rhombischen Augits aus, wobei sich zuweilen kleine Titanitkrümeln darin abgelagert finden. Im Weiselbergit aus dem tholeyitisch-melaphyrischen Intrusivgang vom „Beckenrech“ nördlich von Reipoltskirchen (P. 30) sind die Chlorit-Serpentinfasern untermengt mit parallelen Lagen und Streifen von Kalzit, augenscheinlich das Verwitterungsprodukt des Chloritserpentins.

Vermutlich ist die Chlorit-Serpentinbildung eine Etappe zu der in mehreren Gesteinen verbreiteten Herausbildung von Bastit aus rhombischem Pyroxen, besonders schön zu beobachten in den Weiselbergiten vom „Steinernen Mann“ bei Oberalben. In der einen Probe bieten die Bastitpseudomorphosen nichts Bemerkenswertes; nur erinnert die Absorption und die Doppelbrechung zuweilen lebhaft an braunen Glimmer (Abs. ∥ den Fasern braungrün, ⊥ hierzu lichtgelb).[1]) Die Bastitpseudomorphosen in der zweiten Probe hingegen sind in mehrfacher Hinsicht bemerkenswert. Die Ersetzung von Augit- durch Bastitsubstanz ist nämlich mit einer erheblichen Ausscheidung von Quarz verbunden, die soweit gehen kann, daß schließlich die Kristalldurchschnitte des ehemaligen rhombischen Augits bis auf einen kleinen Kern und einen ganz schmalen Saum durch Quarz mit der bekannten verzahnten Struktur ausgefüllt sind. — Eine zweite interessante Erscheinung

[1]) Man vergleiche die Umbildung von Serpentin in Biotit in Melaphyren S. 29.

ist die Weiterumbildung des Bastits in ein Mineral der Epidotgruppe, das durch eine intensive blaugrüne Färbung auffällt. Das neugebildete Mineral ahmt die Faserstruktur des Bastits nach und ist durch schwache Absorption (∥ den Fasern blaugrün, ⊥ dazu grün) und durch geringe Doppelbrechung ausgezeichnet (Ch$_z$ +). Trotz der auffälligen Färbung dürfte demnach kein Epidot, sondern eher Klinozoisit vorliegen. Die Klinozoisitbildung beginnt — analog der Serpentinbildung an Olivinen — von den Rändern und Rissen aus und wandert längs den Fasern des Bastits vorwärts. — Auch in dieser Probe erinnert an manchen Stellen Doppelbrechung und Absorption der Bastitpseudomorphosen an Biotit.

Frischen Olivin weist keines der untersuchten Gesteine auf. An Menge tritt er in den einsprenglingsreichen Gesteinen im allgemeinen gegen den Augit ziemlich zurück; Gesteine hingegen, die des Augits, insbesonders des rhombischen als Einsprengling entbehren, führen gerne Olivinpseudomorphosen von stets bescheidener Größe; umgekehrt pflegt er Gesteinen fern zu sein, die sich durch Reichtum an rhombischem Pyroxen auszeichnen.

Nicht stets ist er mit Sicherheit zu erkennen, denn noch früher als der Augit verfällt auch er einer intensiven Verkalkung (nach vorausgegangener Chloritisierung), die seine ohnehin häufig korrodierten Kristallformen noch mehr verwischt und eine Unterscheidung von gleicherart zersetztem Augit sehr erschwert. Aus diesem Grunde vermag ich auch nicht sicher zu entscheiden, ob die aus Cuselitintrusivgängen sich örtlich entwickelnden Weiselbergitgesteine Olivin führen, der den Cuseliten selbst fremd zu sein pflegt.

Sicherer ist seine Bestimmung in einigen weiselbergitverwandten einsprenglingsarmen und grobfluidalen (trachytischen) Gesteinen, wo er entweder zu echtem Serpentin unter Eisenerzausscheidung zersetzt ist (Gestein aus der Schlucht nördlich von Dennweiler [Grenzlager] — Gestein vom Mausemühltunnel bei Hoppstädten [Rheinpr., Grenzlager]) oder wo er zu Iddingsit[1]) umgewandelt ist, welche Erscheinung sich besonders schön in dem Gestein vom „Atzelteich“ im „Schwarzland“ beobachten läßt. In diesem schon äußerlich durch einen starken sekundären Roteisengehalt rotbraun gefärbten Gestein sind die Olivinkristalle ganz zu blutroten bis goldgelben, leuchtend interferierendem Iddingsit mit einem Kern oder einem Kranz von dunklem Eisenoxyd zersetzt.

Die Ausbildung der Grundmasse ist bei den echten Weiselbergiten die eines feinen Filzes von mikrolithischen Stengelchen von Feldspäten, Säulchen oder Körnchen von Augit und Erzkörnchen, nebst den Zersetzungsprodukten Kalzit, Biotit und Limonit (pilotaxitische Struktur), wobei sich öfters eine Glasbasis — in manchen Gesteinen lokal auch Quarz — zwischen den Bestandteilen des Filzes häutchenartig einstellt (hyalopilitische Struktur) (Fig. 11); stellenweise ordnet sich der Mikrolithenfilz fluidal an, besonders um Einsprenglinge herum, die von ihm in zierlicher Weise umflutet werden.

Den schönsten Typus eines Weiselbergits mit pilotaxitischer bis hyalopilitischer Grundmasse stellt unter den untersuchten Gesteinen der Weiselbergit von Breungenborn aus dem Nahetalgrenzlager dar; die Grundmasse ist gleich den Einsprenglingen von vollkommener Frische (Fig. 11); die Feldspäte sind mikrolithisch entwickelt, Augit und Erz als helle und dunkle Leistchen und Punkte ausgebildet. Strukturell stehen ihm hinsichtlich der Grundmasse außer den effusiven Weiselbergiten anderer Fundorte[2]) interessanterweise recht nahe gerade die weiselbergitischen Entwicklungsformen aus cuselitischen und tholeyitisch-melaphyrischen Intrusivgängen;[2]) nach

[1]) Vgl. die Iddingsitbildung in dem Deckentholeyit von Heiligenmoschel (S. 22).

[2]) Man vergleiche die namentliche Aufführung dieser Gesteine am Schluß des Kapitels.

den bisher gepflogenen Beobachtungen finden sich diese Entwicklungsformen gewöhnlich am Salband der intrusiven Gänge, d.h. gegen die abkühlenden Sedimente zu.[1])

Einen eigenartigen Typus stellt ein Gestein von der „Ruth" bei Ulmet dar. In einem Teig von einem ungemein feinen Feldspatmikrolithenfilz liegen schön fluidal zahllose, erheblich größere Feldspäte eingebettet, die man für Einsprenglinge halten möchte, wenn nicht noch eine dritte Feldspatgeneration — seltene tafelige Kristalle — den Anspruch auf diese Bezeichnung erheben würde.

Gesteinsglas, das den Mikrolithenfilz durchtränkt, ist teils farblos und seiner oft häutchenartigen Beschaffenheit wegen nicht immer leicht erkennbar, oder lichtbräunlich gefärbt (Weiselbergit von Breungenborn [Rheinpr.]) oder es ist ähnlich wie in basaltischen Melaphyren durch Eisenerzpartikelchen und Globuliten gekörnelt (Weiselbergit vom Sohlberg, nordöstlich von Reipoltskirchen. P. 31).

Besonders in Gesteinen mit mikroskopisch etwas gröberem Mikrolithenfilz tritt lokal Quarz als letzte Ausscheidung in die Zwickel der Grundmassefeldspäte ein, oder er bildet größere Komplexe mit verzahnter Struktur (sekundär?), so in den Weiselbergiten vom Felsental bei Obereisenbach, von der „Ruth" bei Ulmet und zwischen Niederkirchen und Hefersweiler (P. 29). Die Grundmasse dieser Gesteine ähnelt somit etwas der porphyritischer Cuselite, mit welchen wenigstens das Gestein vom letztgenannten Fundpunkt denn auch engstens verbunden ist.

Die nunmehr kurz zu besprechenden Grundmassen einiger weiselbergitverwandter Gesteine (vgl. Einleitung zu diesem Kapitel) zeigen, im Gegensatz zu den bisher besprochenen pilotaxitischen oder hyalopilitischen, statt der mikrolithischen Entwicklung der Feldspäte ansehnlichere Ausbildung derselben, die auch eine Unterscheidung zwischen Plagioklasen und Orthoklas ermöglicht.

Die Feldspäte sind bälkchenförmig entwickelt, in den kleineren Kriställchen an den Enden gespleißt, sonst treppenförmig oder gerade abgestutzt, teils zwei- oder mehrfach lamelliert, teils ungestreift und gerade auslöschend (Orthoklas).

Hierher gehören einmal manche Übergangsbildungen zwischen Weiselbergit und basaltischem (glasreichem) Melaphyr. Die Feldspatbälkchen der Grundmasse sind schlecht fluidal angeordnet und neigen zu divergentstrahligem Gefüge. (Gesteinsprobe aus dem tholeyitisch-melaphyrischen Intrusivgang vom Elkenknopf bei Schallodenbach.)

Eine schöne trachytische Struktur ist Gesteinen vom Mausemühltunnel bei Hoppstädten (Rheinpr.), aus der Schlucht nördlich von Dennweiler und von einem Fundort zwischen Heimbach und Ruschberg (Rheinpr.), sämtliche dem Nahetalgrenzlager angehörig, eigen. Mit diesen Gesteinen sind zu nennen einige Gesteinsproben aus dem mittleren effusiven Lager der Pfälzer Oberrotliegenden-Mulde, vom Thronfels, vom Burgberg und vom Galgenberg bei Falkenstein. Die Grundmasse besteht aus dichtgescharten fluidalen Feldspatleisten, übersät mit Augit- und Erzkörnchen, während sich Glas häutchenartig zwischen die Feldspäte einschiebt. Lockert sich der Fluß der Feldspatleisten unter Beibehaltung der Flußstruktur und breitet sich die Grundmasse dazwischen so aus, daß die Feldspäte wie in einen Teig locker eingebettet liegen, so entsteht eine Grundmassestruktur, wie sie den Gesteinen des Grenzlagers vom „Atzelteich" im „Schwarzland" nördlich von St. Julian und zwischen Heimbach und Ruschberg (Rheinpr., zweite Probe) eigentümlich ist. Unter allen untersuchten weiselbergitverwandten Gesteinen sind diese am reichsten an Gesteinsglas, am ärmsten jedoch an Einsprenglingen.

[1]) Vgl. die ähnliche Erscheinung am Salband des Cuselitganges im Niederkirchner (tholeyitischen) Gabbrodiabas auf S. 52.

Für die typischen Weiselbergite wie für die ihnen am nächst verwandten hier erwähnten Gesteine ist ein in weiten Grenzen schwankender Eisenerzgehalt der Grundmasse zu erwähnen. Zersetzung von Erz zu Limonit ist besonders an den verwitterten Gesteinen häufig. Titanitumbildung wurde von mir nur in dem weiselbergitverwandten Gestein aus der Schlucht nördlich von Dennweiler gefunden. Auch der Apatit zeigt keine auffällige Verbreitung.

Die Zersetzung der Grundmassen sämtlicher Gesteine beginnt regelmäßig mit der Chloritisierung und Verkalkung der etwa vorhandenen Basis und des Augits. Wahrscheinlich verdanken die fast in jedem Gestein verbreiteten Biotitschmitzchen der Weiterumbildung von Augitchlorit ihre Entstehung. Die Grundmassefeldspäte, insbesonders die mikrolithischen, pilotaxitisch angeordneten widerstehen länger der Umbildung als der Grundmasseaugit. Schließlich aber verfallen auch sie der Chloritisierung und Verkalkung, seltener der Zersetzung zu Kaolin.

Als Unterlage[1]) zur vorliegenden Untersuchung dienten nachstehende Gesteine:

I. Weiselbergite mit pilotaxitischer, hyalopilitischer oder mikrolithischer Fluidalstruktur:

a) Aus dem effusiven Grenzlager (mittlere Zone) der Nahemulde. Fundpunkte: „Steinerner Mann" bei Oberalben — nördlich von Oberalben — über der Christofmühle nördlich von Rathsweiler — zwischen Heimbach und Ruschberg (Rheinpr.) — Breungenborn bei Baumholder (Rheinpr., vgl. Fig. 11) — „Ruth" bei Ulmet (drei Feldspatgenerationen, wovon die jüngste den Mikrolithenfilz der Grundmasse bildet) — Felsental bei Obereisenbach (Hinneigung zu cuselitähnlicher Struktur; Quarz in der Grundmasse).

b) Entwicklungsformen von cuselitischen (seltener tholeyitisch-melaphyrischen) intrusiven Gängen und Lagern. Fundpunkte: Zwischen Niederkirchen und Hefersweiler (P. 29) (Übergang zur cuselitischen Struktur) — zwischen Hefersweiler und Seelen (vgl. die Karte) — „Heimbüschel" nördlich von Relsberg — „Beckenrech" bei Reipoltskirchen (P. 30) — Sohlberg nordöstlich von Reipoltskirchen (P. 31) — Kiefernkopf[2]) — Großwald bei Rudolfskirchen (P. 32) — nördlich von Rathskirchen (P. 14) — Elkenknopf bei Schallodenbach (P. 28) (strukturelle Hinneigung zu basaltischem [glasreichem] Melaphyr).

II. Weiselbergitverwandte Gesteine mit trachytischer (mikroskopisch grobfluidaler) Struktur. (Faziesbildungen echter effusiver Weiselbergite.)

a) Aus dem effusiven Grenzlager (mittlere) Zone der Nahemulde. Fundpunkte: Schlucht nördlich von Dennweiler — Mausemühltunnel bei Hoppstädten (Rheinpr.) — zwischen Heimbach und Ruschberg (Rheinpr. In diesen drei Gesteinen ist Grundmasseglas in Häutchenform zwischen die Feldspäte der Grundmasse eingeklemmt). — „Atzelteich" im „Schwarzland" (Grundmasseglas umspült die fluidalen Feldspatbälkchen).

b) Aus dem mittleren effusiven Lager der Pfälzer Oberrotliegenden-Mulde. Fundpunkte: Thronfels (Hinneigung zur pilotaxitischen Struktur; blasenreich) — Burgberg bei Falkenstein — Galgenberg bei Falkenstein.

---

[1]) Das Gesteinsmaterial der aufgeführten Vorkommnisse liegt in Handstücken in der Sammlung des Geognostischen Bureaus. Die Stücke sind von L. v. Ammon gelegentlich seiner früheren Aufnahmen in der Pfalz gesammelt worden.

[2]) Vgl. Dr. E. Düll (loc. cit. S. 76).

VI. Kersantitähnliche Augitporphyrite (Cuselite).

Mit den andesitischen Weiselbergiten sind, wie im vorigen Kapitel des öfteren betont wurde, durch strukturelle Übergänge eng verbunden als Cuselite[1]) bezeichnete Gesteine, die neben den Tholeyiten für den Pfälzer Sattel geradezu charakteristisch sind. Es sind dies Gesteine von diabasisch-körnigem bis porphyritischem Habitus, an deren mineralischen Zusammensetzung Plagioklas und Diopsid sowohl in körnigem Gefüge, wie als Einsprengling und in der feinkörnigen Grundmasse teilnimmt, wobei für die letztere neben dem gewöhnlichen Erz und dem Apatit noch ein Gehalt von Orthoklas, von seltenerem Biotit und von Quarz oder Mikropegmatit, als letzte Kristallisationsprodukte, bemerkenswert ist.

Diese Gesteine treten in weiter Verbreitung im Saar-Nahe-Gebiet in Form mehr oder minder mächtiger intrusiver Gänge oder Lager in den Schichten des oberen Karbons und des unteren Rotliegenden auf. Nach K. A. Lossen, welcher ihnen und ihren Beziehungen zu anderen Eruptivgesteinstypen eine von mir öfters zitierte Abhandlung widmete, seien die Cuselite als „biotitarme Augitkersantite" aufzufassen. H. Rosenbusch, der in der dritten Auflage seiner Mikrosk. Physiogr. der mass. Gesteine 1896 sich gegen die Lossen'sche Auffassung wendet, führt sie nunmehr in der — während der Drucklegung dieses Kapitels erschienenen — vierten Auflage des obigen Werkes (Band II. 1. Hälfte. S. 675) unter den kersantitähnähnlichen Gesteinen auf, wobei er sich einer präziseren Auffassung enthält. Der neueste Forscher auf dem Gebiet der Cuselite, E. Düll, der eine große Anzahl von diesen Gesteinen in den Bereich seiner Untersuchung zog, spricht sich über die Natur der Gesteine nicht aus, sondern identifiziert sie ganz allgemein mit Augitporphyriten. In seiner „Speziellen Gesteinskunde" etc. (Freiburg. 1907. S. 103 und 160) weist ihnen E. Weinschenk eine Mittelstellung zwischen Porphyriten und Kersantiten zu. Einer ähnlichen Auffassung möchte ich mich auch zuneigen: ich betrachte die Cuselite als Mittelformen zwischen einem Augitporphyrit (nach Rosenbuschens Auffassung) und einem Kersantit, wobei bald mehr die eine, bald mehr die andere Strukturform vorherrschen kann, ohne daß aber freilich die typische Kersantitstruktur, wie der letztgenannte Autor hinweist, ganz zum Ausdruck kommt.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Cuselite in der bayerischen Rheinpfalz dürfte nach den bisherigen Untersuchungen ein vom Südwesten bis zum Norden vom Königsberg ziehender Landstrich darstellen, an dem auch noch der preußische Nachbarstaat partizipiert. Aber auch im ferneren Osten der Pfalz gelangen die Cuselite (Gegend SO von Rockenhausen) wieder zu einer größeren Verbreitung. Sie bilden in diesen Gegenden oft langgestreckte, häufig magmatisch einheitliche intrusive Gänge und Lager von nicht selten ziemlicher Mächtigkeit in den Schichten des unteren Rotliegenden. Um das Niederkirchner-Becherbacher Intrusivlager, unmittelbar im Osten und Südosten vom Königsberg, treten die Cuselite als petrographisch einheitliche Gangbildungen vor den tholeyitischen Gangausstrahlungen recht in den Hintergrund. Dafür aber finden wir Gesteine von echtem Cuselittypus an nicht wenigen Stellen in einer geologischen Raumeinheit mit dem gabbrodiabasischen

[1]) Von H. Rosenbusch eingeführte Bezeichnung nach dem Vorkommen dieses Gesteins am Remigiusberg bei Kusel, das von A. Leppla eine eingehende Untersuchung erfuhr. (Der Remigiusberg bei Kusel. Jahrbuch f. Mineralogie. 1882. II. S. 101 und: Über die Lagerungsform des Remigiusberger Eruptivgesteins. Jahrbuch f. Mineralogie. 1894. I. S. 134).

Massiv und mit seinen tholeyitischen Apophysen derart innig vergesellschaftet, daß man sich zu der Annahme einer direkten Entwicklung von cuselitischen Gesteinen, also von Gesteinen, die normal zur Augitdioritgruppe gehören, aus dem Gabbrodiabas und seinen tholeyitischen Ausbildungsformen, also aus Verwandten des Gabbros, gezwungen sieht.[1])

Das typischste Beispiel für eine direkte apophysenähnliche Abspaltung von Cuselit aus dem (tholeyitischen) Gabbrodiabas geben uns die Cuselitgänge, die sich aus dem nördlichen Ende des Niederkirchner Massivs zwischen Seelen und Hefersweiler (vgl. Karte) von diesem abzweigen. Ein anschauliches Beispiel wiederum für eine Vergesellschaftung von Cuselit mit einer Tholeyitgangapophyse bieten die Intrusivgänge vom „Heimbüschel" und dessen Umgebung nördlich von Relsberg (vgl. Karte), in welchen sich der Typus eines porphyritischen Tholeyits und seiner basaltisch-melaphyrischen Entwicklungsform mit einem Gestein vom Typus eines Cuselits samt dessen weiselbergitischer Ausbildungsform zu einem geologisch einheitlichen Körper vereinigt finden.

K. A. Lossen wandte der Erscheinung der Vergesellschaftung von Cuselit mit diabasischem Gestein, die er an dem Intrusivlagerzug in der Umgebung von Herchweiler und Pfeffelbach beobachtete, seine besondere Aufmerksamkeit zu (loc. cit. S. 317). Seine Meinung, daß sich diese eigentümliche Erscheinung wohl noch des öfteren finden dürfte, erhält durch die eben geschilderten Verhältnisse für die Umgebung des Niederkirchner Massivs ihre Bestätigung. Gerade in diesem Gesteinskomplex, um den sich im Grunde genommen die ganzen hier niedergelegten petrographischen Untersuchungen bewegen, und in seiner engeren und weiteren Umgebung vereinigt sich, wie schon mehrfach angedeutet und wie noch später des Ausführlicheren erörtert werden wird, eine derartige Fülle von interessanten, wichtigen und immer neuen petrographischen Erscheinungen, daß gerade dieses Gebiet zu petrographischen und, was besonders zu betonen ist, auch zu geologischen Studien[2]) hiermit angelegentlich empfohlen sein möge.

Beim Versuch, die Verbindung von Cuselit mit dem Gabbrodiabas und seinen tholeyitischen Entwicklungsformen zu einem und demselben geologischen Körper zu erklären, denkt man vor allem daran, daß eine magmatische Spaltung infolge einer ungleichmäßigen Erkaltung zur örtlichen Bildung eines cuselitartigen Gesteinstypus führte, der bei normalen Verhältnissen sich aus einem saureren, dioritischen Magma entwickelt haben würde.

Diese auch von Lossen ausgesprochene Annahme ist wohl die naheliegendste; ich möchte jedoch der Vollständigkeit halber auf die Ergebnisse meiner Untersuchungen hinweisen, die sich an den eigentümlichen mitten im Niederkirchner Massiv aufsetzenden Cuselitgang (S. 54) und an die denselben Komplex zahlreich durchschwärmenden Aplitadern knüpfen (S. 68).

Strukturell lassen sich die von mir untersuchten Cuselite in zwei Gruppen einteilen, die miteinander durch Übergänge verbunden sind, in Gesteine von porphyritischem Habitus und in mehr oder minder gleichmäßig körnige Gesteine. Letztere nehmen im allgemeinen wohl die tieferen Lagen der intrusiven Gänge und Lager ein, während die porphyritischen Cuselite an die äußeren, gegen die Schichten gelegenen Teile[3]) und an Gangverschmälerungen gebunden sind, wo sie

[1]) Vgl. das Schema S. 6.

[2]) Man vergleiche die interessanten Ausführungen von Dr. O. M. Reis.

[3]) Vgl. A. Leppla, Der Remigiusberg bei Kusel. Jahrb. f. Min. 1882. II. S. 101.

häufig eine Struktur ganz vom Typus der effusiven Weiselbergite annehmen. Die körnige Struktur der Cuselite hält sich stets in bescheidenen Grenzen, Tiefengesteinshabitus, wie sie etwa gabbrodiabasische Gesteine aufweisen, zeigt unter den untersuchten Gesteinen keines.[1])

Der allgemeine Habitus der Cuselite ist der fein- bis mittelkörniger, meist grauer, grünlicher oder schwärzlicher, seltener rötlicher Gesteine, die bei porphyritischem Habitus Einsprenglinge von meist zersetzten Feldspäten und von monoklinem und rhombischem Augit in einer divergentstrahlig-körnigen Grundmasse führen können, an deren Zusammensetzung sich Feldspat und oft ophitischer, meist chloritisierter Augit, Quarz in Form letzter Ausfüllung der Feldspatzwickel, Erz und mitunter etwas Biotit (?) und Hornblende beteiligen. Die körnige diabasische (divergentstrahlige) Struktur mancher Cuselitintrusivgesteine läßt sich im allgemeinen als eine gröbere Wiederholung der Grundmassestruktur der porphyritischen Cuselite bezeichnen.

Figur 12.
Gang-Cuselit vom „Steinhübel" nördlich von Hoof.
Dünnschliffbild $\left(\frac{7\,0}{1}\right)$. Nicols gekreuzt.
p (und links oben) = Plagioklaseinsprenglinge, in Chloritisierung begriffen.
a = Augiteinsprengling, zu Faserserpentin zersetzt.
In der divergentstrahligen Grundmasse sind die zersetzten dunklen Feldspatleisten kenntlich, dazwischen Chlorit (c) und als letzte Bildung Quarz (q).

In den porphyritisch entwickelten Cuseliten ist das Bild der Einsprenglingsfeldspäte ziemlich dasselbe durch alle untersuchten derartigen Gesteine. Sie treten entweder kristallisiert auf in häufigen gedrungen-rechteckigen Formen oder seltener in breiten Tafeln, oder in Balkenform mit stufenförmigen Endausbildungen; oder aber sie finden sich in unregelmäßigen Körnern ohne deutliche Kristallform, entstanden durch Zerbrechung von kristallisierten Feldspat-Einsprenglingen. Die Größe der Einsprenglinge, deren Menge meist nicht besonders groß ist, übersteigt 3 mm nicht. Die Feldspatkörner ohne deutliche kristallographische Umgrenzung

[1]) E. Düll beschreibt (loc. cit. S. 73) „Tiefenformen cuselitähnlicher Gesteine" mit „einer verhältnismäßig grob-diabasischen Struktur", die große stockartige Massen bilden, während die porphyritischen Cuselite als wenig mächtige Intrusivgänge und -Lager auftreten. — Die erstgenannten Gesteine weisen aber ebenfalls ausgezeichnete Porphyritstruktur auf, die Grundmasse selbst ist auch mikroskopisch feinkörnig, feinkörniger als manche der von mir untersuchten, echt intrusivgang- oder lagerartigen Cuselite. Der geologische Unterschied nach E. Düll zwischen den beiden von ihm angenommenen Gruppen scheint sich demnach mikroskopisch nicht so prägnant auszudrücken, wie denn der genannte Autor dies selbst für die Cuselite von der Rothheck und „am Galgen" anmerkungsweise andeutet, die trotz ihrer zum gabbroiden Habitus hinneigenden Struktur in Form schmaler Intrusivgänge auftreten, also in einer geologischen Rolle, die nach dem genannten Autor eigentlich den porphyritischen Cuseliten zukommen sollte. — Was den von ihm beschriebenen gabbroiden Cuselit vom Potschberggipfel betrifft, so vergleiche man die Anmerkung auf S. 59.

neigen besonders gerne zur Bildung von Gruppen und Nestern. Sämtliche Feldspäte sind zersetzt, die Bestimmung derselben auf optischem Wege konnte daher nicht mit Sicherheit durchgeführt werden. Durchgängig ist ihnen eine oft stark gesunkene Interferenzfarbe eigen; mitunter sind sie völlig isotrop geworden. Recht häufig sind die bei + Nicols dunklen Körner von regellos angeordneten hell interferierenden Bändern durchzogen, eine Erscheinung, die ich bereits an Tholeyiten, basaltischen (glasreichen) Melaphyren und Weiselbergiten beschrieb.

Verkalkung ist allgemein zu beobachten; in der Regel folgt die Kalkbildung keiner besonderen Richtung im Kristallkorn. Auch lokale Zersetzung zu Chlorit findet sich hie und da (Cuselit nördlich von Körborn). Hierbei ist das Innere der Feldspäte gewöhnlich von einem unregelmäßigen, schwach aggregatpolarisierenden, lichtgrünen Kern eingenommen. Die zurücktretende Kaolinisierung gibt sich in einer mehligen Überstäubung der Feldspäte bei + Nicols kund. Krümel und Körnchen von braunschwarzem Eisenoxyd lagern sich mitunter parallel zur Zwillingslamellierung der Feldspäte ein. Diese ist meist infolge der Zersetzung der Feldspäte verschwunden. Inwieweit man demnach unter den schön rechtwinkelig entwickelten Einsprenglingen Orthoklas vermuten darf, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Bemerkenswerte primäre Einschlüsse lassen sich des hohen Zersetzungsgrades wegen nicht wahrnehmen.

Viel weniger häufig als der Feldspat findet sich Einsprenglingsaugit. Vorherrschend ist dessen monokline Form; rhombischer Augit tritt nur in wenigen der untersuchten Gesteine auf. (Am „Steinhübel" nördlich von Hoof, Gestein nördlich von Körborn). Meist sind die Augite unansehnlich entwickelt; lediglich das Gestein nördlich von Körborn, sowie ein Cuselit von Relsberg zeigen Augitkristalle bis zu 3 mm Länge. Mit einer einzigen Ausnahme — es handelt sich hierbei um den mehrfach erwähnten, später eingehend zu besprechenden Cuselitgang im Niederkirchner Gabbrodiabas — ist der Augit in den untersuchten Proben vollständig umgewandelt. Der monokline Augit ist regelmäßig ersetzt entweder durch Chlorit, oder durch diesen im Verein mit Kalzit oder endlich durch Kalzit allein, der wahrscheinlich den ehemalig vorhandenen Chlorit überwucherte.

Der Chlorit ist meist von lichtgrüner Farbe, ohne deutlichen Pleochroismus, zeigt recht schwache Doppelbrechung und häufig Radialfaserstruktur (Ch_1 +). An anderen Stellen tritt ein farbloser bis schwach grünlich gefärbter aggregatpolarisierender Chlorit auf, wohl auch von faseriger oder bündelartiger Beschaffenheit, wobei er im Querschnitt getroffen erscheint. Um eingeschlossene Erzkörnchen finden sich zuweilen bräunliche, pleochroitische Höfe, die nach analogen Erscheinungen im Chlorit der Grundmasse den Anfang einer Umbildung des Chlorits zu Biotit durch Eisenaufnahme aus dem Erzkorn bilden. Titanitkörnchen sind ebenfalls häufige Einschlüsse. Beteiligt sich neben Chlorit noch Kalzit an der Pseudomorphose, so ist dieser häufig von Chlorit umhüllt. Öfters bleibt die Kristallform des ursprünglichen Augits erhalten. Man bemerkt die bekannten achteckigen basischen Schnitte (Prisma und die beiden Pinakoide) oder sechseckige Formen (Prisma und Pyramiden). Ein leichter Saum von Eisenerz umgibt mitunter diese Pseudomorphosen.

Die selteneren rhombischen Pyroxeneinsprenglinge sind im Gegensatz zu den meist gedrungeneren monoklinen Augiten von langstengeliger, seltener breit entwickelter Form.[1]) Auch sie sind völlig zersetzt in gelbgrünen faserigen Serpentin (Ch_2 +, faserig parallel zur Längserstreckung des ursprünglichen Kristalls, Pleochroismus bräunlichgrün || den Fasern, licht-gelbgrün ⊥ dazu). Mitunter finden sich diese Serpentinpseudomorphosen von Rissen quer zur Längsrichtung durchzogen, von welchen aus in das Fasergewebe hinein eine weitere hell interferierende

[1]) Vgl. Fig. 12.

Serpentinsubstanz, nach Art der Maschenstruktur verzweigt, gebildet wurde. — Kalzit tritt von der Pseudomorphosenbildung stark zurück, was wohl zum Teil mit der chemischen Zusammensetzung des Pyroxens zusammenhängen mag.

Einsprenglingsartig, jedoch makroskopisch nicht hervortretend, findet sich im Cuselit von Blaubach bei Kusel spärlicher Biotit. Er bildet abgerundete nach der a-Achse etwas gestreckte Gebilde von ausgezeichneter Frische und einer kräftigen Absorption. (c = rotbraun, a = lichtbräunlichgelb). Der Biotit schließt lichtgrüne, schwach doppelbrechende Chloritputzchen mit Kalzit, Titanit- und Erzkörnchen ein, von welchen er auch kranzartig umgeben ist. — Die Frische des Biotits ist — verglichen mit dem ganzen weitgehend zersetzten Gestein — recht auffallend. Er ist seinem ganzen Aussehen nach sicher sekundär und durch Vermittlung von Chlorit aus Augit entstanden, eine Erscheinung, die auch in der Grundmasse der Cuselite fast stets zu beobachten ist.)

Hornblendeeinsprenglinge konnten im frischen Zustand nicht nachgewiesen werden; vielleicht dürften in verschiedenen Proben seltene von Chlorit ausgefüllte Hexagone auf ehemals vorhandenen Amphibol hinweisen.

Die Grundmasse ist bei einer größeren Zahl von Gesteinen der Hauptsache nach ein deutlich divergentstrahlig-körniges Feldspataggregat, dessen Lücken durch Chlorit und mitunter Quarz (vgl. Fig. 12) und nur in ganz seltenen Fällen auch durch eine Art Basis ausgefüllt sind. Dazu kommt noch Biotit, meist sekundär, Titanmagnetit oder Titanit und schließlich Kalzit. — Abweichend von dieser Struktur zeigen die Cuselite vom „Atzelkopf“ bei Ehweiler und von Blaubach bei Kusel eine mehr pilotaxitische Ausbildung der Grundmasse. Diese Gesteine stehen somit strukturell den Weiselbergiten nahe.[1])

Bei divergentstrahlig-körniger Ausbildung der Grundmasse treten die Feldspäte als meist unfrische, schlecht oder nicht lamellierte (Orthoklas?) Leisten auf. Die kristallographische Umgrenzung ist in der Regel recht undeutlich, schartige Kanten sind weit verbreitet. Mit der Verfeinerung des Grundmassekorns nimmt die ohnehin nicht deutliche Kristallumgrenzung noch mehr ab (Fig. 12). Die Zersetzungsprodukte sind dieselben wie die der Einsprenglingsfeldspäte. Zwischen den Feldspäten findet sich — die Gesteine mit pilotaxitischer Grundmasse ausgenommen — regelmäßig lichtgrüner, sehr schwach doppelbrechender und kaum pleochroitischer Chlorit ausgegossen, der bei enger Häufung der Feldspäte wie zu dünnen Bändern oder Häutchen verdrückt erscheint und sich mitunter auf die Feldspäte ausbreitet. Eine konstante Erscheinung ist der Einschluß von zahlreichen Titanitkörnchen und von Eisenerz im Chlorit, besonders in den größeren Partien. Zweifelsohne ist der Titanit bei der Umsetzung von ehemals ophitisch mit den Feldspäten verbundenem Augit zu Chlorit entstanden.

Im allgemeinen ist der Grundmassechlorit von größerer Beständigkeit als der aus den Einsprenglingsaugiten entstandene; er neigt vor allem viel weniger zur Kalzitbildung, was zur Erwägung führt, ob der Augit der Grundmasse von Natur aus nicht kalkärmer gewesen sei, als der monokline (diopsidähnliche) Einsprenglingsaugit.

Eine für die Kenntnis der Cuselite wichtige Erscheinung ist die häufige stellenweise Umbildung von chloritischen Partien der Grundmasse zu Biotit. Besonders gerne bilden im Chlorit liegende oder randlich an ihn grenzende Erzkörnchen die Ansatzstellen für die Biotitbildung, in ganz ähnlicher Weise, wie ich sie bereits auf S. 21 für tholeyitische Gesteine anmerkungsweise erwähnte. Die Biotitneubildung gibt sich in den Anfangsstadien durch einen zuerst schmutziggrünen,

[1]) Auch der später noch näher zu beschreibende Cuselitgang im Niederkirchner Gabbrodiabas geht an den Salbändern in ein weiselbergitartiges Gestein über. Vgl. S. 52.

schließlich rotbraunen Saum um das mit dem Chlorit vergesellschaftete Erzkorn kund, der langsam in die lichtgrünliche Substanz des Chlorits verfließt. Im Fortgang der Umbildung formt sich allmählich ein ausgezeichnet frisches, braungelbes Fläserchen aus dem Chlorit, das durch seine leuchtenden Interferenzfarben von der schwach doppelbrechenden Umgebung sich scharf abhebt. Absorption und Spaltbarkeit ist die eines normalen Biotits. — Eine interessante Modifikation dieser Erscheinung ist die Biotitbildung aus radialfaserigem Chlorit im Cuselit von Herschweiler-Pettersheim. An Stelle der Chloritfasern sind schmale Lamellen von Biotit getreten; sie wiederholen durch ihre gerade Auslöschung hierbei das Sphärolithkreuz des ehemaligen Chlorits. Auch hier begünstigt die Nähe von Erzkörnchen die Umbildungserscheinung und Übergänge zwischen Chlorit und neugebildetem Biotit sind allenthalben zu beobachten.

Diese Umbildungserscheinungen, besonders die letztgenannte Art der Biotitbildung aus dem Grundmassechlorit, dürften bei ihrer Klarheit des Vorgangs geeignet sein, die Zweifel, die von einigen Autoren hinsichtlich der primären Natur des Grundmassebiotits der Cuselite schon geäußert worden sind, beseitigen zu helfen. Die ungemeine Frische des Biotits gerade in den zersetztesten Cuselitgesteinen, die in der Litteratur als recht eigentümlich betont wird, erhält hiermit seine Erklärung. Der frische Biotit der Grundmasse der Cuselite, der als ein Kersantitcharakteristikum dieser Gesteine betont wird, ist in der Mehrzahl der Fälle nicht ein ursprünglicher Gesteinsbestandteil, sondern aus dem Augitchlorit der Grundmasse durch Eisenaufnahme aus benachbartem Erz entstanden.[1])

Daß primärer Biotit gelegentlich in Cuselitgesteinen sich einstellen kann, sei jedoch nicht ganz in Abrede gestellt; unter den 35 Gesteinsproben, die ich untersuchte, konnte ich ihn freilich in keinem Gestein mit Sicherheit nachweisen.

In der Grundmasse der Cuselite begegnet man auch meist stengeligen Pseudomorphosen von parallel zur Längsrichtung gelagerten Serpentinfasern, die vielleicht auf ehemals vorhandenen rhombischen Augit in der Grundmasse hindeuten mögen („Steinhübel" bei Hoof — Fleckensteig bei Hachenbach).

Aus der schwach interferierenden Grundmasse leuchtet in bläulichweißer Farbe der Quarz (vgl. Fig. 12) heraus, der niemals zu fehlen pflegt, wohl aber an Menge recht verschieden in den Gesteinen vorkommt.

Er bildet die letzte primäre Ausfüllung der Grundmasse und findet sich demnach stets in Zwickeln der Grundmassefeldspäte, wo er eine ähnliche Rolle wie der ophitische Augit spielt. Gleich diesem durchtränkt er in optisch einheitlichen Partien da und dort das Feldspatleistenwerk, von dem er zerstückelt wird. Häufiger ist er in kleinen Partien zwischen die Feldspäte eingeklemmt; Flüssigkeitseinschlüsse in Perlschnurform oder dicht im Innern des Quarzkorns tropfenartig angehäuft, sind gewöhnlich; häufig schließt der Quarz Erzkörnchen und -Leistchen, nicht selten

[1]) K. A. Lossen und E. Düll nehmen beide eine Chloritisierung des Biotits, also den umgekehrten Prozeß, wie er oben geschildert wurde, an (loc. cit. S. 268 bzw. S. 68 ff.). Letzteren Autor überrascht häufig die große Frische des Biotits gegenüber den übrigen zersetzten Gesteinsbestandteilen; auf S. 241 der Geognost. Jahresh. 17. Bd. 1904 äußert er im Anschluß an H. Laspeyres' Vorgang (Über einen Einbruch von alten Eruptivgesteinen in die Flöze der Steinkohlenformation. V. d. nath. Vereins d. pr. Rheinlande. 1893. 50. Korr.-Bl. S. 47) allerdings Zweifel über die primäre Natur des Biotits, schließlich veranlaßt ihn aber doch das „Gesamtverhalten des Biotits an sein ursprüngliches Vorhandensein zu glauben".

zu prächtig interferierendem Titanit zersetzt, ein.[1]) Gewöhnlich ist er unzerbrochen, doch zeigen unverletzte Quarzpartien öfters optisch zweiachsige, auf Pressung hindeutende Interferenzbilder. Mitunter findet man auch nicht einheitliche Quarzkomplexe, polygonal gegeneinander abgegrenzt oder buchtig ineinander verzahnt. Sie sind wohl sekundäre Infiltrationsprodukte. In mehreren Gesteinen tritt übrigens der Quarz stellenweise kristallisiert auf, eine Eigenschaft, die er in noch schönerem Maße in den körnigen Cuseliten zeigt. Die in der Litteratur häufig angegebene Ausfüllung der Feldspatzwickel mit primärem Mikropegmatit konnte ich in den vorliegenden Gesteinen nicht entdecken.

Meist in Form von mikroskopisch kleinen Körnchen mit Oktaederandeutung oder seltener in Leisten, also wahrscheinlich als titanhaltiger Magnetit oder als Titaneisen, findet sich das Erz in der Grundmasse vor. In den wenigsten Fällen frisch, ist es zumeist zu Titanit und Rutil zersetzt, die gelegentlich prächtige Pseudomorphosen liefern. Besonders reich an diesen sind die Gesteine vom Hetersberg bei Langenbach, von Hüffler und von Herschweiler-Pettersheim. — Der Rutil ist bräunlich gefärbt und nicht pleochroitisch; nicht stets läßt er sich mit Sicherheit von Titanit unterscheiden. — Leukoxenbildung ist allenthalben an den Pseudomorphosen zu beobachten.

Manchen Gesteinen, z. B. dem Cuselit vom „Atzelkopf“ bei Ehweiler, fehlt der Gehalt an sekundärem Titanit und Rutil fast völlig; das Erz ist in diesen Gesteinen zu Brauneisen oder Roteisen umgewandelt.

Roteisenerz findet sich in Putzenform besonders verbreitet im Cuselit von Konken, wobei es auch als maschige Pseudomorphose nach Einsprenglingen, vermutlich Augiten, auftritt. Wahrscheinlich ist diese abnorm starke Bildung von Eisenoxyd eine Wirkung postvulkanischer Prozesse.

Langprismatischer, farbloser Apatit eignet den Grundmassen sämtlicher Cuselite in mehr oder minder hohem Grade.

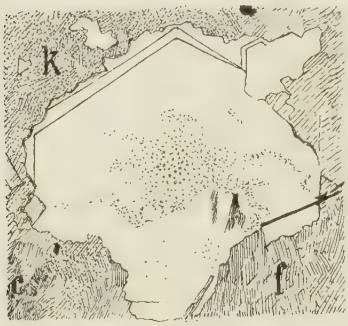
Erwähnenswert ist im Cuselit vom „Steinhübel“ nördlich von Hoof das Vorkommen von einigen, etliche Millimeter messenden rundlichen Hohlräumen (Mandeln?), die durch bräunlichgelben, schwach aggregatpolarisierenden Chlorit und in ihn eingebettete hübsche Sphärolithbildungen eines farblosen, schwach lichtbrechenden und schwach doppelbrechenden Minerals ausgefüllt sind. Die Radialfaserung des letzteren macht sich durch die Einlagerung von dunklen, isotropen, kleinsten Staubpartikelchen parallel der Faserung besonders bemerkbar. Die Auslöschung der Fasern ist augenscheinlich gerade. Das Interferenzkreuz der Sphärolithe löst sich beim Drehen des Präparats in zwei Hyperbeln auf, wodurch ein Bild, ganz ähnlich dem eines zweiachsigen Minerals bei konvergentem Licht, hervorgerufen wird. Diese Eigenschaften, im Verein mit der Beständigkeit der Sphärolithe gegen Salzsäure weisen auf Chalcedon hin und zwar auf dessen als Quarzin bezeichnete Abart, wegen des positiven Charakters des der Faserachse parallel schwingenden Strahls.

Die Grenze zwischen den porphyritischen und den körnigen Cuseliten ist, wie schon in der Einleitung zu diesem Kapitel bemerkt wurde, eine durchaus fließende. Es mögen im folgenden einige körnige Cuselite besprochen werden, die sich durch einen mehr oder minder vollständigen Mangel an Einsprenglingen auszeichnen. Im allgemeinen zeigen die körnigen Cuselite eine Struktur, die eine etwas gröbere Wiederholung der Grundmassestruktur der porphyritischen darstellt; freilich sind auch Formen mit äußerst feinem Korn nicht selten. So zeigt der Cuselit vom „Schlangenschlag“ nächst der Rußmühle bei Rockenhausen schon makroskopisch einen schön-pilotaxitischen Aufbau; die schartigen, eng verfilzten,

[1]) Die Erzbildung bei der Kristallisation des Gesteins hielt demnach bis zur Ausscheidung des letzten Gesteinsbestandteils an.

mikrolithischen Feldspätchen sind umflossen von Quarz. Von ähnlicher Struktur sind die demselben Gangzug angehörigen Cuselite von Ruppertsecken, vom Kahlenberg bei Rockenhausen und vom Sattelberg nächst dem Hintersteiner Hof. Diese Gesteine erinnern in ihrer mikroskopischen Struktur etwas an manche im vorigen Kapitel besprochene weiselbergitverwandte Effusivgesteine. Die Cuselite aus den Intrusivgängen zwischen Schallodenbach und dem Wickelhof, vom Reiserberg bei Schallodenbach (P. 7) und vom „Käshübel" bei St. Julian zeigen eine deutliche, mikroskopisch mittelkörnige, divergentstrahlige Struktur.

Im Gestein vom Reiserberg findet sich einige Male der die letzte Ausfüllung im Gesteinsverband bildende Quarz in schöner kristallographischer Entwicklung. Fig. 13 stellt einen derartigen Quarzkristall, senkrecht zur Hauptachse angeschnitten, dar. Der Kern des Kristalls ist von zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen durchschwärmt; auch ein an Ilmenit erinnerndes Erzstäbchen (im Bild rechts unten) und chloritisches, eisenschüssiges Zersetzungsmaterial fallen als weitere Einschlüsse im Quarzkristall auf. Dies im Verein mit der anomalen Zweiachsigkeit des Quarzes (geringer Achsenwinkel) beweisen einwandfrei die primäre Natur des Quarzkristalls. Dagegen halte ich die eigenartige, im Mikroskop durch eine bräunliche Pigmentierung hervortretende Zonenbildung an den Kristallkonturen als Anwachserscheinung einer sekundären Kieselsäurelösung. Der Anwachsstreifen ist optisch gleichsinnig mit dem Quarzkristall orientiert, ohne jedoch, ein Hinweis auf seine sekundäre Natur, das auf Entstehung unter Druck hinweisende zweiachsige Interferenzbild des Quarzkristalls zu zeigen.



Figur 13.
Kristallisierter Quarz als letzte Ausbildung im Cuselit vom Reiserberg bei Schallodenbach.
Dünnschliffbild $(\frac{5,2}{1})$. Gewöhnl. Licht.
f = Feldspat. k = Kalzit.
c = Chlorit.

Die Verwitterung der Cuselitgesteine macht sich in der Ausbildung von Chlorit, Kalzit und Limonit bemerkbar, wobei die Gesteine sich schmutzigbraun verfärben.

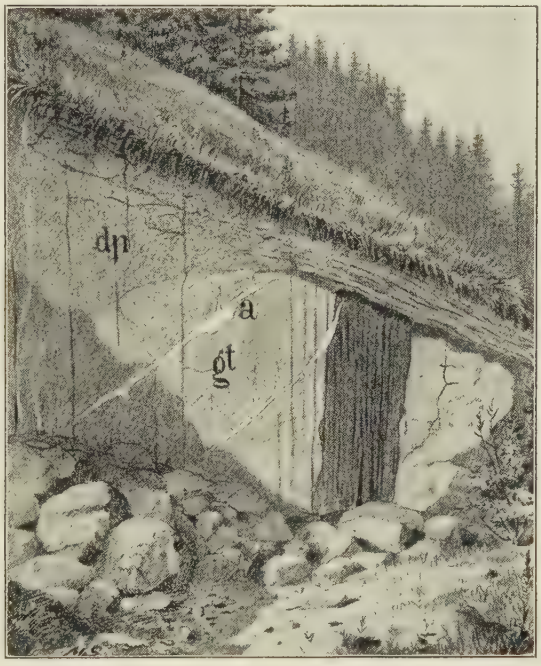
Anhang.

Der Cuselitgang im Niederkirchner Gabbrodiabas.

Schon mehrmals gab es bisher Gelegenheit, auf den eigentümlichen Gang eines cuselitartigen Gesteins hinzuweisen, der nächst dem Dorfe Niederkirchen in dem Gabbrodiabas und dessen tholeyitischer Ausbildungsform aufsetzt. Die eigenartigen Umstände, unter denen dieses Gestein sich findet, sowie die nach außen hin kaum bemerklichen engen Beziehungen, in denen es zu dem durchbrochenen diabasischen Nebengestein, wie auch noch zu den in einem der nächsten Kapitel ausführlicher zu besprechenden Apliten steht und schließlich die relativ große Frische, die einen vortrefflichen Einblick in das Gestein gestattet, dürfte eine besondere Besprechung rechtfertigen.

Die Fundstätte des Gangcuselites ist der bei Gelegenheit der Besprechung des Gabbrodiabases zum ersten Male erwähnte verlassene Gabbrodiabassteinbruch 1 km südlich von Niederkirchen, am ersten Quertälchen des vom Odenbach durchflossenen

Haupttales. Dort durchsetzt an dem östlichen Teil der Gesteinswand der Cuselit, ziemlich scharf von der Umgebung abgegrenzt, als ein steil emporstrebender, ca. 1 m gleichmäßig breiter und mehrere Meter hoher Gang den tholeyitischen Gabbrodiabas. Nach oben stößt er stumpf ab an einer schief emporziehenden und schmalbankig aus dem gabbrodiabasischen Gestein (vgl. Fig. 14) sich heraushebenden Modifikation dieses Gesteins, dem von mir bereits beschriebenen Diabasporphyrit, der, weiter vom Cuselitgang entfernt, nach aufwärts sich allmählich schlierenförmig in das gabbrodiabasische Muttergestein verliert. Der Cuselit ist von schwärzlichgrauer Farbe, von makroskopisch dichter Struktur und in dünne, planparallele Platten gesondert. Die Absonderungsrichtung ist hierbei eine nordsüdliche, sie verläuft bemerkenswerterweise parallel mit der Richtung der den Gabbrodiabas durchschneidenden Zerklüftungen, so daß man den Eindruck gewinnt, als ob die grobe Zerklüftung des Gabbrodiabases, nur etwas verfeinert, auch durch den Cuselitgang hindurchzieht (vgl. Fig. 14). Der vom Cuselitgang durchsetzte tholeyitische Gabbrodiabas ist außerdem von mehreren, wenigen Zentimetern breiten, rötlichen Eruptivgesteinsadern durchzogen, nach der mikroskopischen Analyse aplitische Gangbildungen.



Figur 14.
Steinbruch im tholeyitischen Gabbrodiabas (gt) südlich von Niederkirchen mit einem Teil der Diabasporphyritschliere (dp), dem steilen Cuselitgang und einigen aplitischen Adern (a). Die Zeichnung ist etwas schematisiert. In Wirklichkeit hebt sich der dunkle Gang des Cuselits kaum von dem gleichfalls dunklen gabbrodiabasischen Nebengestein ab.

Eine dieser Adern berührt auch den Cuselitgang, indem sie eine kurze Strecke an der Gangwand sich zwischen dem Cuselit und dem gabbrodiabasischen Nebengestein einzwängt, um schließlich noch quer in das Innere des Ganggesteins einzudringen, wo es sich verliert. Es möge bemerkt sein, daß auch die Aplitgänge von der allgemeinen Zerklüftung zerschnitten sich zeigen. — Die Absonderungsspalten und Risse des Gangcuselits sind von grobkristallinischem, weißem Kalk und von Eisenoxyd, die auch in Klüften des Nebengesteins sich finden, ausgefüllt.

Dies im kurzen die örtlichen Verhältnisse. Die Frage nach dem „Wann und Wie“ der Entstehung des interessanten Ganggesteins wird sich am besten nach Besprechung der mikroskopischen Eigenschaften des Gesteins erörtern lassen.

Es wurden mehrere Proben des Cuselitganges aus der Gangmitte und von den Salbändern untersucht. In den Proben aus der Gangmitte zeigte das Gestein folgendes mikroskopisches Bild:

In einer divergent-strahligen mikroskopisch feinkörnigen Grundmasse sind Einsprenglinge von Plagioklas und monoklinem und rhombischem Augit eingebettet. — Die Plagioklase zeigen Balken-

form mit schlechter kristallographischer Umgrenzung und sind zu Kaolin oder Glimmersubstanz, in geringerem Maße jedoch als in den bisher besprochenen Cuseliten, zersetzt. Häufig sind sie mit Augiteinsprenglingen verwachsen, mit diesen also gleichzeitig ausgeschieden. — Der häufige Augit bildet seltener Kristalle von bekannter Achteckform (Prisma mit Quer- und Längsflächen), meist sind die Einsprenglinge magmatisch korrodiert. Zwillinge nach der Querfläche sind nicht selten. Der monokline Augit ist von großer Frische, fast farblos und nur randlich grün gesäumt infolge beginnender Chloritisierung;[1]) rhombischer Augit war ursprünglich ziemlich zahlreich vorhanden, worauf die häufigen Pseudomorphosen von bräunlichgrünem chrysotilartigen Serpentin (Pleochroismus ∥ der Faserachse olivgrün, ⊥ dazu lichtgelbbraun) hindeuten. Ab und zu ist der Chrysotyl durch blätterigen, schmutziggrünen Serpentin ersetzt.

Die Grundmasse wird gebildet von einem mikroskopisch feinkörnigen, engen, divergentstrahligen Balkenwerk von meist sehr schlecht entwickelten, tief schartigen Feldspatleistchen, zwischen welchen sich der etwas chloritisierte und wie grünlich angehauchte monokline Augit eingeklemmt findet. Auch auf Reste von rhombischem Augit, nach Art der Einsprenglinge serpentinisiert, stößt man nicht selten. Der für die Cuselite so bezeichnende Quarz tritt auch hier in den Zwickeln der Feldspäte als letzte Ausfüllung in ziemlicher Menge auf. — Magnetit ist in zahlreichen Kriställchen und Körnchen über den Schliff zerstreut. Leukoxenartige Umbildungsprodukte fehlen. — Apatitmikrolithen sind zahlreich vorhanden. Seltene kleine, sehr frische Biotitschmitzchen (Absorption: gelb zu hellbraun) sind weitere Umsetzungsprodukte des Grundmassechlorits. — Kalzitische Verwitterungsprodukte sind in den untersuchten Proben nicht zu finden.[2])

Eine ganz andere mikroskopische Struktur zeigen einige Proben, die von den Salbändern des Ganges entnommen wurden.[3])

Die Grundmasse ist ein Fluß von meist wenig deutlich entwickelten, mikrolithischen, etwas gedrungenen Feldspätchen mit ungemein zahlreichen, zwischengeklemmten, ziemlich frischen Augit- und Erzkörnchen, der in wenigen Zentimentern vom Salband entfernt bereits hypidiomorph-feinkörnig wird und schließlich in einen Mikrolithenfilz von Feldspat, Augit und Erz übergeht. Quarz findet sich in der Grundmasse nicht mehr vor. Die Struktur dieser Gesteinsprobe ähnelt somit der eines Weiselbergits, eine Erscheinung, die ich bei den übrigen Cuseliten des untersuchten Gebietes öfters erwähnte.

In eigenartiger Weise finden sich Pseudomorphosen von serpentinähnlichem Chlorit nach rhombischem Augit in der Grundmasse. Sie bilden unvermittelt auftretende lappenartige, phantastisch geformte, mikroskopisch nicht unansehnliche Gebilde, die ihre gelappte und vielfach zerfetzte Form der Zerstückelung durch die fluidal oder wirr angeordneten Grundmassefeldspäte verdanken. Diese Gebilde erweisen somit die Ausscheidung des rhombischen Augits mit den Feldspatmikrolithen der Grundmasse. Häufig sind die eben geschilderten Pseudomorphosen in einer zum Teil schon vollendeten Umbildung zu Biotit (Absorption: fast farblos zu rotbraun) begriffen, bei welchem Prozeß, ganz wie in früher geschilderten Fällen, benachbartes Erz fördernd einwirkt.

Die Einsprenglingsfeldspäte zeichnen sich vor den bisher beschriebenen durch gut begrenzte prismatische Gestalt (Länge bis 2 mm) und ziemlich deutliche Lamellierung nach dem Albitgesetz aus. Eine Bestimmung nach den optischen Konstanten war jedoch nicht möglich. Neben der Zersetzung zu Kaolin findet sich auch solche zu Chlorit, insbesonders am Rand und im Kern. — Die Ränder der Feldspäte sind mitunter durch die oben beschriebenen lappigen Chloritserpentinbildungen eingesäumt. — Spärlicher als in den Proben aus der Gangmitte finden sich Einsprenglinge von ehemaligem Augit vor. Sie entbehren der Kristallgestalt; die Augitsubstanz ist ersetzt durch bräunlichgrünen Serpentin. — Häufig zeigen sie dicke Kränze und Kerne von dunklen Eisenoxydkörnern. Randlich sind sie manchmal mit den oben erwähnten lappigen Chloritserpentinbildungen der Grundmasse verwachsen; sie stellten somit Kristallisationszentren (vgl. das ähnliche Verhalten der Feldspateinsprenglinge) für den rhombischen Pyroxen dar. In den Augitpseudomorphosen finden sich ab und zu Titanitkörnchen. — Kalzitische Ausscheidungen fehlen auch diesen Gesteinsproben. Man darf sonach — was die Feldspäte des Gangcuselites betrifft — einen wenig basischen Charakter derselben annehmen.

---

[1]) In den bisher besprochenen Cuseliten konnte nicht ein frischer Augit entdeckt werden.

[2]) Man vergleiche hiermit die oft sehr starke Kalzitbildung in den bisher beschriebenen Cuseliten.

[3]) Erscheinungen der Kontaktmetamorphose an den Salbändern zwischen dem Gangcuselit und dem gabbrodiabasischen Gestein lassen sich mikroskopisch nicht nachweisen. Beide Gesteine, obwohl, wie noch ausgeführt werden wird, zeitlich nur wenig verschiedener Entstehung, sind scharf voneinander abgegrenzt.

Auf S. 51 wurde hingewiesen, daß das Ganggestein von einer Aplitader berührt wird, die auch auf eine Strecke in den Cuselit eingedrungen ist. Es sei nunmehr noch mit einigen Worten ein eigenartiges, mikroskopisches Phänomen, das gerade am Kontakt mit den letztgenannten Adern auftritt, berührt, welches geeignet ist, die Mannigfaltigkeit der sekundären Erscheinungen, die bei Besprechung des Gabbrodiabases uns mehrmals entgegentraten, noch zu erhöhen:

Durch ein Präparat des Gangcuselits und zwar dessen weiselbergitähnliche Modifikation am Salband setzt ein feiner Sprung von der Breite eines Fadens, der zum größten Teil durch Kalzit mit deutlichen Zwillingslamellen ausgefüllt ist. In diesen Sprung ragen — gleich wirr angeordneten Pfählen eines Zauns — ausgezeichnet frische Leistchen von Feldspäten hinein, die sich als Fortwachsungen der wirr gelagerten, mikrolithischen Grundmassefeldspäte entpuppen. Wo der Sprung durch Feldspateinsprenglinge setzt, ist er nicht durch Kalzit, sondern wiederum durch Feldspatsubstanz ganz oder teilweise ausgeheilt, die sich von der Substanz der Einsprenglinge durch eine anscheinend größere Frische und die abweichende optische Orientierung unterscheidet.[1]) In dem neugebildeten Feldspat darf man auch in Hinsicht auf seine Frische wohl Orthoklas vermuten.

Da diese Erscheinung gerade am Kontakt mit der aplitischen roten Ader auftritt, so könnte man daran denken, die Feldspatneubildungen mit der Nachbarschaft dieser Adern in Zusammenhang zu bringen. Gleichwohl scheinen sie mir keine unmittelbare Wirkung der Kontaktmetamorphose durch die Gesteinsadern zu sein, vielmehr führe ich sie darauf zurück, daß vor dem Eindringen der aplitischen Ader in die Ganggrenze und in das Innere des Cuselitganges, welches, wie sich noch bei Besprechung der Aplitganggesteine ergeben wird, bald nach dem Aufstieg des Cuselitganges stattfand, mit Mineralbildnern gesättigte Dämpfe und Gase diesen Weg nahmen, auf den sich eben bildenden Kontraktionshaarspalten in das Cuselitgestein eindrangen und die kaum gebildeten Feldspäte der Grundmasse, als die am leichtesten sich bildenden Gesteinskomponenten, zur Fortwachsung in den Sprung hinein anregten. Diese Annahme erklärt auch, warum die Feldspatneubildungen nicht über ein örtliches Fortwachsen von bereits vorhandenen Feldspäten hinaus sich erstrecken und den feinen Sprung nicht ganz auszementierten, wie ich das in einem der nächsten Kapitel (S. 66) als eine unmittelbare Wirkung des Kontakts zwischen den Aplitadern und dem gabbrodiabasischen Gestein desselben Steinbruchs beschreibe.

Nach der Neubildung der Feldspäte drang in den Sprung zuguterletzt noch eine kalzitische, gesättigte Lösung und kleidete ihn noch vollständig aus. Sie dürfte mit den eingangs erwähnten grobkristallinischen durch den Cuselitgang ziehenden Kalkspatadern in Beziehung zu bringen sein.

Fragen wir uns nach der Art und der Zeit der Bildung des Cuselitganges! Der Cuselit ist gleich den übrigen cuselitischen Gesteinen des Untersuchungsgebietes als eine eruptive Äußerung eines dioritischen Magmas aufzufassen und in ähnlicher Weise auf einer Kluft des Gabbrodiabases emporgequollen, wie die übrigen Cuselite in die Klüfte und Fugen zwischen den Schichten hineindrangen. Was die Zeit seiner Entstehung anlangt, so kommt man zu dem merkwürdigen Resultat, daß er unmittelbar nach der Eruption des Gabbrodiabases in diesem emporgestiegen sein muß. Denn in den Cuselitgang selbst finden wir eine der Aplitadern ihren Weg nehmen (vgl. Fig. 14), die, wie noch a. a. O. hinzuweisen Gelegenheit sein wird, noch zu einer Zeit das gabbrodiabasische Gestein injiziert haben müssen, als es noch hinreichend erwärmt war, um eine bis ins feinste gehende Durchschwärmung mit diesen aplitischen Adern und eine oft sehr erhebliche schlierige Verwebung mit diesen zu gestatten. Daraus ergibt sich von selbst das über die Zeit der Entstehung des Cuselitganges Gesagte. Der Zeitunterschied in der Bildung der drei Gesteine: Gabbrodiabas (und Tholeyit) — Cuselitgang — Aplitadern ist jedoch ein

[1]) Vgl. J. E. Hibsch, Min. u. petr. Mitteilungen. 1888. S. 249. Der Autor erwähnt das gleiche Phänomen an einem trachytischen Phonolith und faßt es als eine Folge hydrochemischer Prozesse auf.

Max Koch, Die Kersantite des Unterharzes. J. d. pr. geol. L.-A. 1886. S. 76 u. 98.

Judd, On the growth of crystals in igneous rocks after their consolidation. Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1889. vol. XLV. p. 175.

derartig geringer, daß ihre Entstehung auf ein und dieselbe Eruption zurückzuführen ist, wobei der Cuselit und die aplitischen Adern als melano- und leukokrate Nachschübe in das noch erwärmte gabbrodiabasische Gestein aufzufassen sind, die aber ihren Ausgang nicht auch von einem Gabbromagma nahmen, sondern — worauf auch die Aplite nach ihrem ganzen mikroskopischen und chemischen Verhalten hindeuten — ein dioritisches Gestein als Muttergestein besitzen (vgl. die Ausführungen auf S. 58 des Kapitels „Aplitische Gangbildungen)".

Es dürfte wohl kaum anzunehmen sein, daß der eben geschilderte Cuselit eine vereinzelte Gangbildung in dem großen Niederkirchner Gabbrodiabas- und Tholeyitmassiv darstellt. Nach der Häufigkeit der aplitischen Gänge in diesem Gesteinskomplex zu schließen, dürften auch kersantitähnliche Gangbildungen, also Cuselite, eine weitere Verbreitung darin besitzen. Das führt zu dem Gedanken: Könnte nicht auch ein Teil der mit dem Gabbrodiabas und seinen tholeyitischen Gangapophysen an mehreren Orten zusammen sich findenden Cuselitvorkommnisse, insbesonders die Cuselitgänge zwischen Seelen und Hefersweiler (vgl. die Karte) ebenfalls selbständige Äußerungen eines dioritischen Magmas darstellen und nicht eine magmatische Differenzierung von Gabbrodiabas und Tholeyit, wie auf S. 44 angenommen wurde?

Zur vorliegenden Untersuchung lieferten das Material[1]):

1. Mehr oder minder deutlich porphyritische Cuselite.[2]) Fundpunkte: „Goldgrube" zwischen Seelen und Hefersweiler, nördlich von Niederkirchen (vgl. die Übersichtskarte) — „Heimbüschel" nördlich von Relsberg (vgl. die Karte). Diese Gesteine sind genetisch mit tholeyitischen Intrusivgesteinen verbunden. — Fleckensteig bei Hachenbach — „Entenrech" bei Obereisenbach — nördlich von Körborn — „Schlangenbrunn" bei Herschweiler-Pettersheim — Hetersberg bei Langenbach — Hüffler — „Atzelkopf" bei Ehweiler — „Kipp" bei Bledesbach — Diedelkopf bei Kusel — Blaubach bei Kusel — „Steinhübel" nördlich von Hoof — Konken — nördlich von Unterselchenbach — Kiefernkopf.

2. Einsprenglingsarme oder -freie Cuselite. Fundpunkte: „Krippes" bei Morbach (vgl. die Übersichtskarte) — Steinbruch am Reiserberg bei Schallodenbach. — Prenzelberg bei Herchweiler (vgl. K. A. Lossen, loc. cit. S. 313ff.) Diese Gesteine sind genetisch mit tholeyitischen Gängen verbunden. — „Käshübel" bei St. Julian (deutliche Hinneigung zu fluidaler Anordnung der Feldspäte). — Buchengraben bei Hoof. — „Schlangenschlag" nächst der Rußmühle bei Rockenhausen — Hintersteiner Hof bei Rockenhausen — Ruppertsecken — Kahlenberg. Die Cuselite der letztgenannten vier Fundpunkte gehören einem Lagergang an. Sie sind mikroskopisch feinkörnig und neigen zu einer feinfilzigen Ausbildung.

VII. Augitsyenitporphyr.

Mit diesem Namen möchte ich ein Eruptivgestein bezeichnen, das vom „Krüppel", am Weg von Becherbach nach Gangloff stammt. (Vgl. das Kärtchen.) Dort setzt ein kurzer von SW. nach NO. streichender senkrechter Gang eines eruptiven Gesteins quer durch die mittleren und oberen Odenbacher Schichten. Von den ihm zunächst benachbarten Gesteinsvorkommnissen, dem tholeyitischen Gabbrodiabas

---

[1]) Die Mehrzahl der Gesteinsstücke wurde von L. von Ammon eingesammelt.

[2]) Die weiselbergitischen Ausbildungsformen der porphyritischen Cuselite finden sich im Anschluß an die Besprechung der Weiselbergite (S. 42) aufgeführt.

vom Roßberg und den tholeyitischen Gängen bei Gangloff, weicht er durch seine Struktur und seine saurere Zusammensetzung derart ab, daß er als ein von diesen Gesteinen unabhängiger Pfeiler eines saureren Eruptivgesteins in der Tiefe angesehen werden darf.

Dem Vorgange K. A. Lossens folgend, der zwei Vorkommen von Augitsyenitporphyr im preußischen Saar-Nahe-Gebiet beschrieb — vom Winterbacher Gang und von Herchweiler-Pfeffelbach — und ihre Verwandtschaft mit den Cuseliten hervorhob,[1]) schließe auch ich das vorliegende Gestein, dessen Identität mit den von Lossen untersuchten Gesteinen ich allerdings nur aus seiner Beschreibung folgern kann, an die Cuselite an (vgl. das Schema S. 6).

Makroskopisch ist der Augitsyenitporphyr ein frisches, schwärzliches feinkristallinisches Gestein mit ansehnlichen, doch spärlichen glänzenden Feldspateinsprenglingen. Dunkle auffallende Gemengteile sind an der zur Untersuchung vorgelegenen Probe nicht zu bemerken.

Unterm Mikroskop gewahrt man Einsprenglinge von Feldspäten in einer mikrogranitischen Grundmasse von Orthoklas, Augit, Hornblende und Erzkörnchen.

Die ziemlich frischen Feldspateinsprenglinge sind bei einer Größe bis zu 4 mm äußerst mangelhaft kristallographisch entwickelt. Sie zeigen stellenweise zertrümmerte mit der Grundmasse verfließende Ränder. In Gruppen angeordnet, greifen sie buchtenförmig ineinander ein. Zwillingslamellierung konnte an den wenigen, optisch nicht günstig angeschnittenen Feldspäten nicht wahrgenommen werden; ich halte diese für Orthoklas, auch in Hinsicht auf die orthoklasreiche Grundmasse. In den Klüften der im Schmelzfluß zerbrochenen Feldspäte ist die Grundmasse eingedrungen; feine Sprünge sind durch Kalzit ausgeheilt. — Sonstige Einsprenglinge fehlen.

Die Grundmasse ist ein mikrogranitisches, fast ganz quarzfreies Gemenge von viel ungestreiften Feldspatkörnchen, lichtbräunlichgrünen Augitschmitzchen, etwas zurücktretenden olivengrünen, stark absorbierenden Hornblendekörnchen und einer ansehnlichen Menge ungeformten Magnetits. Chloritische Zersetzungsprodukte bemerkt man da und dort, kalzitische Verwitterungserscheinungen sind sehr spärlich. — Dazu kommen noch Apatit in reichlichen Nadeln und kürzeren Prismen, seltene Zirkonkriställchen und geringe Mengen von Titanit.

In ihrer mineralischen Zusammensetzung und in der Struktur bietet die Grundmasse demnach ganz den Anblick eines mikroskopisch-feinkörnigen Augitsyenits, woraus die allgemeine Bezeichnung des Gesteins als Augitsyenitporphyr sich ergibt.

Freilich hat diese Bezeichnung mehr oder minder nur einen strukturellen Wert. Denn genetisch dürfte das Gestein kaum als eine porphyrische Gangabzweigung von einem (Augit-)Syenitmagma anzusehen sein. Sein ganzes geologisches Auftreten im Verein mit der Seltenheit seines Vorkommens deuten vielmehr darauf hin, daß man es mit einem glimmerarmen, kersantitischen Gestein zu tun hat, das, wenn es nicht direkt mit einem dioritischen Tiefengestein in Verbindung gebracht werden kann, vielleicht als eine unter eigenartigen Umständen bewirkte Weiterdifferenzierung des kersantitischen Cuselits aufgefaßt werden darf.

[1]) loc. cit. S. 292 und 312. Der Winterbacher Gang ist ebenfalls ein Quergang.

VIII. Aplitische Gangbildungen.

An mehreren, räumlich ziemlich weit voneinander entfernten Punkten des Untersuchungsgebietes setzen durch die dort anstehenden Eruptivgesteine — bei Niederkirchen und bei Ebernburg ein Gabbrodiabas mit tholeyitischen Faziesbildungen, am Gipfel des Potschbergs ein Cuselit — ziemlich häufige, wenig mächtige Gänge eines eruptiven Gesteins von fremdartigem Habitus, das, bisher hinsichtlich seiner petrographischen Stellung und seiner Beziehungen zu dem Nebengestein wenig beachtet, das Interesse des Petrographen wohl verdient.

Nach seinem ganzen Verhalten muß es nämlich als ein Aplit bezeichnet werden, wie er bisher meines Wissens in der Rheinpfalz und in den angrenzenden Gebieten unter den permischen Eruptivgesteinen noch nicht gefunden worden ist.[1])

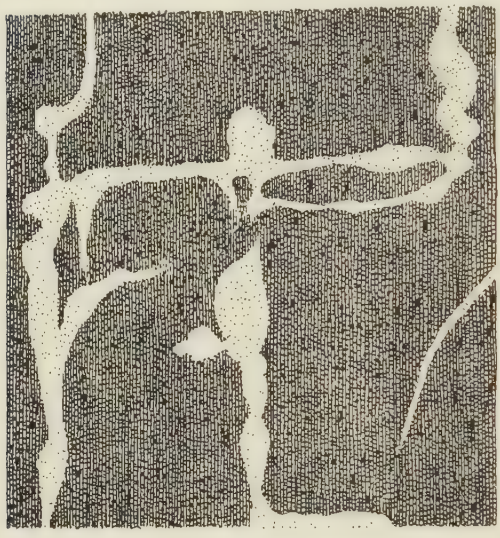


Fig. 15.
Aplitische Gangbildungen im tholeyitischen Diabas vom Götzenfels bei Ebernburg. (Nach einer Skizze von Dr. O. M. Reis gezeichnet. Maßstab 1 : 40.)

Makroskopisch zeigen die Gesteinsgänge eine den bisher besprochenen Gesteinen fehlende blaßrote bis rotbraune Färbung und meist zuckerkörnige Struktur mit häufigen miarolitischen Hohlräumen, deren Größe zwischen punktartiger Kleinheit und einem Durchmesser von 3—4 mm schwanken kann. Dunkle Gemengteile treten im allgemeinen ganz zurück; durch einen ziemlich erheblichen Gehalt an Pyrit ist das Ganggestein vom Götzenfels bei Ebernburg ausgezeichnet.

In der äußeren Erscheinung weichen Gesteine aus dem tholeyitischen Gabbrodiabas N der Biegenmühle bei Niederkirchen, vom Buchenknopf südlich von Niederkirchen, und noch einige andere von „Niederkirchen“ stammende Gesteinsproben älterer Aufsammlungen von den oben gekennzeichneten ab. Jenes besitzt eine auffallend weißliche Färbung, diese sind durch grobkörnige Struktur mit zum Teil zentimetergroßen Feldspatkörnern ausgezeichnet. Besonders an den letztgenannten Gesteinsproben fallen die zahlreichen, ansehnlich großen Blättchen von teils frischem, teils zu schmutziggelbem Titanit-Leukoxengrus zersetzten Titaneisenerz auf, die nach allen Richtungen die roten, großen Feldspäte zerhacken.

Das Auftreten der so beschaffenen Gesteine ist dadurch bemerkenswert, daß sie bisher nur als Kluftausfüllungen in Eruptivgesteinen, niemals aber durch Schichten setzend gefunden wurden. An drei Stellen konnten im Untersuchungsgebiet diese Gangbildungen an vertikalen Wänden des Nebengesteins beobachtet werden: im Dorf Niederkirchen, ferner in dem a. a. O. schon mehrfach erwähnten Steinbruch südlich von Niederkirchen (Punkt 1 des Kärtchens), wo ich selbst Gelegenheit zu Studien hatte und schließlich im Eisenbahneinschnitt von Götzenfels,

[1]) Gümbel erwähnt diese Gänge zum ersten Male in Bavaria. IV. S. 46, neuerdings in Geologie von Bayern. II. S. 974. Als einen weiteren Fundort gibt er den Roßberg bei Becherbach (vgl. Kärtchen) an; petrographisch faßte er sie als „syenitartige Melaphyre“ auf.

über welches Vorkommen mir Herr Landesgeologe Dr. O. M. Reis freundliche Mitteilung machte und eine Skizze überließ. Die übrigen Örtlichkeiten sind mir persönlich nicht bekannt.

An den drei Orten durchsetzen diese Gesteine das gabbrodiabasische und tholeyitische Nebengestein in Gestalt wenig mächtiger, kaum im Maximum 15 cm breiter Gänge, die sich gabeln und aufs feinste verästeln, sich wieder vereinigen, Apophysen aussenden, hier ihre Mächtigkeit plötzlich verringern, um dann wieder an Breite zuzunehmen, dort auskeilen oder ins Innere des Nebengesteins ihren Weg fortsetzen; kurz, sie durchschwärmen ganz nach Art von Apliten das Nebengestein in scheinbar regellosester Weise (vgl. Fig. 14 und Fig. 15). Gegen das Nebengestein sind die Gangbildungen häufig deutlich abgegrenzt; an manchen Stellen verwischt sich aber die Grenze etwas und im Auskeilen der Gänge verschwimmt endlich ihr rotes Gestein schlierenhaft ins dunkle Nebengestein. Diese Art des Auftretens der Gänge, ihre auffallend lichte Färbung im Verein mit ihrem wechselnden, teils feinzuckerkörnigem, teils pegmatitisch-grobkörnigem Gesteinsverband und ihre häufig undeutliche Abgrenzung gegen das Nebengestein weisen mit großer Bestimmtheit auf einen Aplit-Charakter dieser Gänge hin.

Die chemische Analyse und die mikroskopische Untersuchung aber machen diesen Charakter zur Gewißheit. Mineralbestand und mikroskopische Struktur der Gangbildungen schwanken in gleicher Weise. Diese sind auch unterm Mikroskop leukokrate Gesteine, bei denen die dunklen Silikate ganz in den Hintergrund gedrängt sind. Nach den bisher gepflogenen Beobachtungen darf man annehmen, daß die mächtigeren Gangbildungen vorwiegend von meist grobkörnigen Gesteinen eingenommen werden, die in reinem Zustande körnige Mineralaggregate von überwiegend Oligoklas, Albit, viel Titaneisen und zurücktretendem Quarz als letzte Ausscheidung, darstellen, während mit der Zunahme der Verästelung und Gangverengung ein saurer Charakter im Gestein platzgreift, der sich entweder in der Herausbildung von körnigen Orthoklasgängen oder aber auch in einer porphyrischen Struktur äußert, wobei als Einsprengling vorzüglich Orthoklas für sich oder in Form mikroperthitischer Verwachsung mit Albit in einer Grundmasse von typischem Mikropegmatit und Quarz fungiert. (Fig. 16.) Die basischeren Gangmodifikationen sind ferner noch durch einen ganz geringen Gehalt an grünem Augit ausgezeichnet, während die saureren Gangbildungen neben Titanmagnetit noch recht zurücktretend allotriomorphe grüne Hornblende führen.[1])

Im nachstehenden mögen einige von Herrn Landesgeologen Adolf Schwager im Laboratorium des Kgl. Oberbergamtes gefertigte Analysen über zwei Aplite aus dem Gabbrodiabas von Niederkirchen (I, II und III), sowie über einen aus II isolierten Feldspat (IV) folgen.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	Glühverlust	Sa.
I	58,28	0,58	16,42	6,02	2,75	0,12	4,26	1,94	0,14	7,90	—	1,72	100,13
II	71,22	0,71	13,58	2,36	0,90	0,29	0,35	0,24	6,48	3,58	0,10	0,82	100,63
III	73,58	0,20	15,21	0,41	—	Spur	0,11	0,17	6,66	3,61	—	0,22	100,17
IV	66,97	0,25	19,01	0,51	—	—	0,14	0,21	8,35	4,51	—	0,27	100,22

I. Grobkörniger Aplit von Niederkirchen.

II. und III. Feinkörniger Aplit vom Sattelberg nördlich von Niederkirchen.

IV. Natronorthoklas aus II.

[1]) Nicht zum ursprünglichen Mineralbestand der Gesteine gehört der in einigen Proben sich findende Biotit. Vgl. die Ausführungen auf S. 67.

Probe I ist einem von Gümbel seinerzeit als „syenitartigen Melaphyr" bezeichneten grobkörnigen Aplitgang (loc. cit.) entnommen. Die Probe ist, wie die mikroskopische Untersuchung ergab, jedoch nicht ganz rein; die Feldspatkörner des Aplits umhüllen etliche winzige Fragmente von uralitisiertem Augit aus dem Gabbrodiabasnebengestein und von sekundären Epidotnestern,[1]) wodurch sich der ziemlich hohe Gehalt der Magnesia, zum Teil auch des Eisenoxyduls erklärt; in der chemisch untersuchten Probe scheint das beigemengte Erz, wie der hohe Eisenoxydgehalt und die geringe Menge Titansäure beweist, mehr die Zusammensetzung des Eisenglanzes als des Titaneisenerzes gehabt zu haben, welch letzteres sonst gerne in den übrigen grobkörnigen Apliten aufzutreten pflegt. Recht bemerkenswert ist schließlich an der Gesteinsprobe I der ganz beträchtliche Gehalt an Natrium, die hingegen ganz verschwindend geringe Menge an Kalium und endlich der geringe Kieselsäuregehalt. Durch all diese Eigenschaften stellt sich dieses aplitische Gestein, das — wenn man von den eingehüllten fremden Gemengteilen und dem Erz absieht — im wesentlichen ein körniges Gemenge von Albit und Oligoklas ist, in ziemlichen Gegensatz zu den Gesteinsproben II und III, die einer zuckerkörnigen und an Nebengesteinsgemengteilen freien Aplitmodifikation vom Sattelberg nördlich von Niederkirchen, entnommen sind. Hier fällt gerade der hohe Gehalt an Kalium und der etwas davor zurücktretende Natriumgehalt auf. Kalk, Magnesia und Eisenoxydul zeigt die Analyse nur in Bruchteilen eines Prozentes, und auch das Eisenoxyd ist entsprechend dem geringeren Gehalt dieser Proben an Erz in unbedeutender Menge vertreten. Der Kieselsäuregehalt hingegen beträgt fast 15 % mehr, als die Analyse der Gesteinsprobe I zeigt. Deuten sonach die Analysen II und III schon für sich auf einen ausgesprochenen Reichtum dieser Aplitmodifikation an Natronorthoklas, so bringt die Analyse IV, welche die chemische Zusammensetzung von aus Gesteinsprobe II isolierten Feldspäten wiedergibt, hiefür vollends den Beweis.

So wird die durch den makroskopischen und mikroskopischen Befund schon erkannte Veränderlichkeit dieser Gesteine in der Struktur durch die chemische Analyse auch hinsichtlich des Mineralbestandes bestätigt. Es erscheint daher die Anschauung, daß man es im vorliegenden Fall mit aplitischen Gesteinen zu tun hat, auch durch die chemische Untersuchung gerechtfertigt.

Ich komme zur Erörterung der Frage nach dem genetischen Zusammenhang der Aplite mit einem Tiefengestein. Eine Beobachtung der aplitischen Gänge bei Niederkirchen oder am Götzenfels, besonders die Betrachtung der stellenweise schlierigen Verwebung derselben mit dem Nebengestein, fordert zu dem Schlusse auf, diese Gangbildungen als Nachschübe desselben Magmas aufzufassen, dem die Gabbrodiabase und Tholeyite an jenen Stellen entstammen und — um mit Weinschenk zu reden — sie als „eine Art von Quintessenz des Magmas zu betrachten", die sich „auf den ersten Kontraktionsrissen des erstarrenden Gesteins eingeschoben hat und unter der Wirkung der hohen Temperatur des eruptiven Herdes selbst langsam kristallisierte".

So natürlich und folgerichtig diese Auffassung nun auch erscheint, so erheben sich doch gewisse Bedenken, diese aplitischen Gangbildungen als Nachschübe eines Gabbromagmas in ein gabbrodiabasisches und tholeyitisches Intrusivgestein hinein zu betrachten. Vor allem hindern daran ihre mikroskopischen und chemischen Eigenschaften, die, soweit meine Erfahrung reicht und ich der Litteratur entnehmen kann, Gabbroapliten nicht eigentümlich zu sein pflegen, Eigenschaften, die vielmehr die Aplite zur Gefolgschaft eines saureren Gesteins, wie ich annehme, eines Diorits, stellen. Diese Annahme der Zugehörigkeit der Aplite zu einem dioritischen Tiefengestein resultiert freilich nicht gerade aus einer Fülle zwingender Beweisgründe. Auf dem unsicheren Boden, den die wenigen, durch die natürlichen Verhältnisse möglichen Beobachtungen und der Mangel der Kenntnis des Bodeninnern und der darin verborgenen Eruptivgesteinsmassen der Spekulation bieten, ist eine völlig einwandfreie Entscheidung über die Genesis der Aplite schwer

[1]) Vgl. S. 68.

zu treffen. — Es seien im nachstehenden einige Umstände angegeben, die vielleicht als Bestätigung meiner Auffassung über die Stammeszugehörigkeit der Aplite dienen können. Wie schon auf S. 51 angeführt, sind in dem Gabbrodiabassteinbruch südlich von Niederkirchen die dort aufsetzenden Aplitgänge mit einem Gang eines cuselitartigen Gesteins vergesellschaftet, der stumpf in der Gesteinswand zu endigen scheint. Eine aplitische Gesteinsader hat sich gerade am Kontakt zwischen dem Cuselitgang und dem gabbrodiabasischen Nebengestein eine Strecke weit hineingeschoben, um dann auf einer Spalte in das cuselitische Ganggestein selbst einzudringen. Diese Erscheinung weist nun wohl auf eine spätere Bildung der Aplite gegenüber dem Cuselitgange hin; wie gering aber der Unterschied in der Bildungszeit beider Gesteine ist, bezeugt der Umstand, daß die Kontraktionsrisse (Absonderungsrisse) im gabbrodiabasischen Gestein in gleicher Weise Cuselitgang und Aplitgänge durchschneiden: beide Gesteinsarten sind demnach in dem Nebengestein emporgedrungen, bevor noch die Erkaltung desselben bis zur Absonderung vorgeschritten war, d. h. Aplit und Cuselit im gabbrodiabasischen Nebengestein verdanken ein und derselben Eruptionstätigkeit ihre Entstehung. Erwägt man aber nun, daß die Petrographie allgemein die Cuselitgesteine als kersantitische Spaltungsprodukte eines Diorits ansieht, so ergibt sich die Wahrscheinlichkeit von selbst, daß die mit dem Cuselitgang an einer und derselben Stelle und zur selben Eruptionsperiode aufgestiegenen Aplite die leukokraten Spaltungsprodukte desselben Diorits darstellen werden.

Bekennt man sich zu der immerhin wahrscheinlichen Annahme eines gemeinsamen magmatischen Tiefenherdes für die basischen Eruptivgesteine unseres Gebietes (vgl. S. 4), so stellen sich der Erklärung der Aplite als Dioritabkömmlinge keine wesentlichen Hindernisse in den Weg. Bekanntlich finden sich die aplitischen Gesteine — mit Ausnahme des in einer Cuselitmasse aufsetzenden Aplits vom Gipfel des Potschberges — in Vergesellschaftung mit mächtigen gabbrodiabasischen und tholeyitischen Intrusivgesteinen; sie sind zweifelsohne bald nach dem Aufstieg des Gangcuselites in das noch nicht völlig verfestigte Nebengestein emporgedrungen. Es ist nun leicht denkbar, daß mit der großartigen gabbrodiabasischen Intrusion bei Niederkirchen und bei Ebernburg an einer Stelle in dem angenommenen gemeinsamen Magmabassin der an den Randzonen desselben konzentrierte basischere Magmaanteil (Gabbro) sich erschöpft habe, wobei der dem Gabbro nach dem Innern des Magmaherdes zunächst gelagerte dioritische Magmaanteil dem empordringenden basischen Gestein nachfolgte und mit dem Nachlassen der treibenden Kraft sich nach oben in das eben erkaltende gabbrodiabasische Gestein in der Aussendung aplitischer und kersantitischer Spaltungsprodukte erschöpfte. Durch diese Annahme verliert auch das Vorkommen aplitischer Gänge[1]) auf dem Gipfel des Potschbergs, einer Cuselitmasse, an Bedeutung; wir sehen darin nur eine Wiederholung der oben erwähnten kleinen Aplitintrusion in den Cuselitgang im Gabbrodiabassteinbruch südlich von Niederkirchen.

Mikroskopische Beschreibung.

In kurzer Wiederholung des auf S. 57 dieses Kapitels zum Zwecke des Beweises der Aplitnatur der Gesteinsgänge über deren mikroskopische Struktur Gesagten sei auf die Variabilität der Gesteine in ihrem strukturellen Habitus noch einmal hingewiesen. Die Struktur bewegt sich auch unterm Mikroskop von einer fast pegmatitisch-grobkörnigen durch eine feinkörnige bis zur ausgezeichnet mikropegmatitisch-porphyrischen Ausbildung (vergleiche Fig. 16), die sich jedoch selten

[1]) Dr. E. Düll bestimmte (loc. cit. S. 74) eine ihm zur mikroskopischen Analyse vorgelegte Probe des rötlichen aplitischen Ganggesteins von der Höhe des Potschberges als Cuselit, wobei er aber nicht unterläßt, auf die Eigenart dieses Gesteins hinsichtlich seiner strukturellen Ausbildung hinzuweisen.

rein auf größere Strecken erhält, vielmehr meist infolge einer engen Scharung der (Feldspat)-Einsprenglinge sich verwischt. Porphyrische und körnige Ausbildung wechseln — was betont werden mag — besonders in den schmalen Gängen ohne ersichtlichen Grund.

Das Hauptgewicht in der mineralischen Zusammensetzung der Aplite — die schon auf S. 57 bereits des ausführlicheren angegeben wurde — fällt vor allem auf den Feldspat (Plagioklas und Orthoklas), in zweiter Linie ist der nur als Letztausscheidung in den körnigen, als Grundmassebestandteil in den porphyrischen Gesteinsausbildungen auftretende Quarz zu nennen; die dunklen Gemengteile Hornblende, Augit und Erz nehmen im allgemeinen nur ganz untergeordnet am Gesteinsaufbau teil. Andere primäre Mineralien fehlen.

Figur 16.
Porphyrische Ausbildung eines Aplitganges aus dem Gabbrodiabas südlich von Niederkirchen.
Dünnschliffbild: $(\frac{70}{1})$. Nicols gekreuzt.
o = Orthoklas-Mikroperthit (Orthoklas mit Plagioklas durchwachsen).
p = Plagioklas(?)-Mikroperthit (Plagioklas mit Orthoklas durchwachsen).
m = Mikropegmatit, q = Quarz } Grundmasse.
Schwarze Stellen = Durchbrechungen.

Der weitaus vorherrschende Feldspat bestimmt in seiner Anordnung die mikroskopische Struktur der Gesteine. In den seltenen ausgedehnteren porphyrischen Ausbildungsformen der Aplite bildet er in der aus Quarz und Mikropegmatit zusammengesetzten Grundmasse freischwimmende Einsprenglinge (vgl. Fig. 16). Gewöhnlich sind die Feldspatkristalle eng geschart, durch gegenseitige Hemmung in der Ausbildung oft nur halb oder undeutlich kristallographisch entwickelt und schließlich führt diese hypidiomorphe Anordnung der Feldspäte in eine gabbroartigkörnige über. In jenem Falle verrät sich durch die Anwesenheit von Mikropegmatit und Quarz in den Zwickeln der Feldspäte noch eine undeutliche porphyrische Struktur, in diesem Falle stellt das Gestein — bei dem ganz zurücktretenden Gehalt an dunklen Gemengteilen — ein fast reines, aplitisches Feldspataggregat dar. Die Feldspäte besitzen eine mittlere Größe von 1 mm. Fast allgemein ist ihnen eine bräunliche Bestäubung mit Eisenoxyd eigen, die der Grund für die Rotfärbung der Gesteine ist, wie die mikroskopische Beobachtung an dem ausnahmsweise weißlich gefärbten Aplit nördlich der Biegenmühle bei Niederkirchen beweist, dessen Feldspäte keine Eisenoxydimprägnation zeigen.[1])

Wo die Feldspäte Kristallgestalt besitzen, zeichnen sie sich — besonders in den mikroskopisch kleineren Formen — gewöhnlich durch hohe Schärfe der Kristallumgrenzung aus. Am häufigsten findet man dann gedrungen-rechteckige oder

[1]) Es möge betont sein, daß auch die Plagioklase in den untersuchten Gesteinen die lebhafte rote Färbung zeigen. Vgl. hingegen E. Weinschenk, Gesteinsbild. Min. S. 129.

quadratische Gebilde, mitunter stößt man auf Prismen mit beiderseitig aufgesetzten Pyramiden — in diesen Gestalten pflegen Orthoklas und Plagioklase aufzutreten — während die langstengeligen nach der a-Achse gestreckten Feldspatkristalle im Aplit von Heimkirchen nur dem triklinen System angehören. Die Beteiligung von Plagioklas und Orthoklas an der Zusammensetzung der Aplite ist eine so verschiedene, daß sie die Einteilung dieser Gesteine in zwei Gruppen gestattet, eine solche, die ihre dioritische Verwandtschaft durch ein starkes Vorwiegen von Plagioklas über den Orthoklas einigermaßen andeutet und eine andere, die, ausgezeichnet durch einen erheblichen Gehalt an Orthoklas zu den granitischen Apliten und, bei mikropegmatitisch-porphyrischer Ausbildung, zu den Granophyren, hinüberspielt. Die plagioklasreichen Aplite sind im allgemeinen grobkörniger und auf die mächtigeren Gangbildungen beschränkt, die orthoklasreichen Gesteine hingegen haben feineres Korn und bilden die schmäleren Gänge und Adern.

Der ersten Gruppe (Plagioklas-Aplite) kann man die Gesteine im Tholeyit von Heimkirchen, im tholeyitischen Gabbrodiabas nördlich der Biegenmühle bei Niederkirchen und vom Buchenknopf südlich von Niederkirchen zurechnen.

Die Plagioklase sind in diesen Gesteinen meist hypidiomorph-körnig entwickelt, seltener als deutliche kristallographisch wohl begrenzte Einsprenglinge ausgebildet, teils kurzbalken- oder tafelförmig, teils langstengelig entwickelt (Aplit von Heimkirchen). Die polysynthetische Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz ist wenig scharf, die Lamellen sind breit und von geringer Zahl. Zuweilen tritt an Stelle der Albitlamellierung Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz (Verwachsungsfläche die Quer- oder Längsfläche) oder seltener nach dem Manebacher Gesetz (Zwillingsebene die Basis). Nach ihren Auslöschungsschiefen lassen sich die Plagioklase zumeist als Albit-Oligoklas erkennen.

Mitunter hüllen Plagioklase einem Bilderrahmen gleich einen Kern eines optisch anders orientierten Feldspats ein. Ungleich interessanter aber ist die Umhüllung von Plagioklaskernen durch ein schilfiges Feldspataggregat — besonders schön im Aplit vom Buchenknopf entwickelt — das eine randliche perthitische Durchwachsung des vorwiegenden Plagioklases mit Orthoklas ist. Mitunter aber ist auch der ganze Feldspatkristall ein derartiges schilfiges Aggregat und man ist dann nicht imstande sicher zu beurteilen, welche von den beiden Feldspatsubstanzen die vorherrschende ist und ob nicht der Kristall schon eher zum Orthoklas(-Mikroperthit) (vgl. Fig. 16) zu rechnen sei. Gewöhnlich verlaufen die Fasern des schilfigen Mikroperthits parallel der Längsachse a, also parallel der Albitstreifung des „Wirtes". Die Grenze zwischen der Mikroperthitfaserung und dem davon nicht berührten Feldspatkern ist bei zarter Ausbildung der Fasern eine scharfe; bei etwas gröberer Entwicklung derselben aber geht die Mikroperthitfaserung unmerklich in die Albitzwillingslamellierung über. An der Zwillingsnaht Karlsbader Zwillinge schneidet die Faserung manchmal scharf ab.

Als Einschlüsse führen die Plogioklase nicht gerade häufige Titaneisen- und Titanmagnetitkriställchen und ihre Zersetzungsprodukte Titanit und Eisenoxyd; ferner umhüllen sie spärliche Fragmente von Hornblende und Augit, sowie daraus entstandenen Chlorit, der sich gerne über die nächste Feldspatumgebung ausbreitet. Schließlich ist noch Apatit als Interposition zu erwähnen.

Die Doppelbrechung ist auch bei völligem Mangel an Zersetzungserscheinungen durch die Imprägnation der Plagioklase mit Eisenoxydstaub vielfach geschwächt, scheint aber auch in manchen Fällen — nach dem eigentümlichen heller- und

dunklerfleckigen Interferieren zu schließen — durch molekulare, mir unbekannte Umsetzung zu leiden.[1]) Im allgemeinen eignet den Plagioklasen eine leichte Kaolinisierung und Verglimmerung; kalzitische Verwitterungserscheinungen fehlen bemerkenswerterweise völlig.[2])

Wo in den plagioklasreichen Gesteinen noch Grundmasse entwickelt ist, ist die Grenze der Plagioklase gegen den Mikropegmatit derselben zum Teil eine so fließende, daß man auf eine gleichzeitige Ausscheidung desselben mit der äußeren Region dieser Feldspäte schließen darf; zum Teil wiederum sind die Feldspäte scharf in dem Mikropegmatit abgeformt. Gegen den zweiten Grundmassenbestandteil, den Quarz, sind sie aber nur selten durch Kristallkonturen abgesetzt. Die Kristallkanten sind vielmehr ungemein schartig, burgruinenähnlich entwickelt und die Scharten und Buchten von Quarz umflossen, der auch in Form von zahlreichen Inseln, Ausfüllungen kavernöser Lücken, in den Randzonen der Plagioklase auftritt, eine Erscheinung, die ich bei der Besprechung der Grundmasse noch mit einigen Worten streifen werde.

Die zweite Gruppe der aplitischen Gesteine, die feinkörnigen Orthoklasaplite, mit dem Habitus teils von mikropegmatitischen Quarzporphyren, teils von Feldspatiten umfaßt eine Reihe von Gesteinsproben von den Fundorten: Beckenbacher Berg, Niederkirchen, Götzenfels-Bahneinschnitt bei Ebernburg und Potschberggipfel. In dieser Gruppe von Gesteinen wird der Plagioklas vom Orthoklas in den Hintergrund gedrängt oder vollkommen verdrängt.

Der Orthoklas findet sich sowohl als wohlbegrenzter Einsprengling, wie auch als körniger Gemengteil, stets durch Übergänge verbunden. Die Nähe des Salbandes und der Gangmitte oder die Mächtigkeit der Gänge innerhalb gewisser Grenzen scheint auf die Ausgestaltung des Orthoklases keinen erheblichen Einfluß auszuüben; so ist z. B. eine Aplitader im Niederkirchner Gabbrodiabas (Steinbruch südlich von Niederkirchen) bei einer Mächtigkeit von nur 3 cm aus einem granitisch-körnigen Aggregat von Orthoklas zusammengesetzt. Ähnliche Strukturen weisen auch die wenige Zentimeter breiten Gesteinsgänge im Bahneinschnitt von Götzenfels auf.

Die Bestimmung des Orthoklases stößt auf keine Schwierigkeiten, wenn er in Körnergestalt auftritt. Im Gegensatz zu der hypidiomorph-grobkörnigen Ausbildung eines Teils der Plagioklase in den Gesteinen der ersten Gruppe, wo die Wachstumsrichtung eine mehr oder minder nach der a-Achse bevorzugte war, sind die Orthoklaskörner ohne bestimmte Form ineinander verzahnt. Diese Verzahnung ist — mit völliger Verdrängung von Grundmasserest — häufig eine lückenlose. Meist schwächt eine ziemlich lebhafte Bestäubung mit Eisenoxyd, das sich manchmal in Putzen anreichert, die Doppelbrechung des Orthoklases. Spaltrisse können auffälligerweise an ihm nicht beobachtet werden. Von der an den Plagioklasen bemerkten leichten Kaolinisierung und Verglimmerung ist der Orthoklas nicht berührt.

Schwieriger gestaltet sich zuweilen die Bestimmung des Orthoklases, wenn er in Kristallform auftritt. Das gerne angegebene Kennzeichen der rechteckigen Kristallgestalt eignet, wie schon oben gesagt wurde, auch den Plagioklasen; über-

[1]) Man vergleiche dieselben Erscheinungen in den bisher besprochenen Gesteinen.

[2]) Nur das Ganggestein aus dem Götzenfelser Eisenbahneinschnitt bei Ebernburg ist sehr kalkreich; der Kalk aber stammt aus dem stark verwitterten Tholeyit, durch den der Gang streckenweise setzt.

dies sind in mehreren Gesteinen die Kristalle, bei welchen ein unlamellierter Aufbau für Orthoklas sprechen würde, durch eine über den Kristall ausgebreitete Mikroperthitfaserung ausgezeichnet, wie sie an den Plagioklasen bereits beschrieben wurde. Dort wurde schon hingewiesen, daß diese Faserung den ganzen Plagioklas ergreifen könne und somit schließlich die Unterscheidung schwer mache, wer von den einander durchdringenden Substanzen — Orthoklas oder Plagioklas — die vorherrschende sei. Diese Schwierigkeit tritt nun auch manchmal bei der Bestimmung des Orthoklases heran, so daß dieselbe nicht selten dem subjektiven Empfinden des Beobachters überlassen bleiben wird.[1]) Die von mir als Orthoklas-Mikroperthit aufgefassten Kristalle zeigen häufig — abweichend von der Faserung der Plagioklase, die parallel zu ihrer Längserstreckung zu verlaufen pflegt — eine Faserstruktur mit Anordnung der Fasern parallel zur kleineren Rechteckseite.

Bemerkenswert ist, daß an den granitisch-körnigen Feldspataggregaten der Aplite keine Mikroperthitbildung wahrzunehmen ist.

Die Ausscheidungsfolge der beiden Feldspäte kann im Dünnschliff nicht sicher entschieden werden; Durchwachsungen oder gegenseitige Einschlüsse sind selten und wegen der oft unsicheren Bestimmbarkeit der beteiligten Feldspäte nicht eindeutig. Das schon erwähnte Verschwimmen mancher Plagioklaskonturen in die mikropegmatitische Grundmasse, das als Anzeichen einer späten Ausscheidung des Plagioklases anzusehen ist, verliert durch den Umstand an Wert, daß diese Plagioklase in orthoklasfreien Gesteinen sich finden. Im allgemeinen aber dürfte der Orthoklas jünger sein als der Plagioklas; darauf deutet wenigstens der Umstand hin, daß die feineren Aplitverästelungen, also die jüngsten magmatischen Bildungen, stets Orthoklasaplite und fast frei von Plagioklasen sind.

Von Interesse dürfte sein, daß manche dieser Orthoklasaplite und zwar ihre granitisch-körnige Modifikation mitten in den Feldspatkörneraggregaten kleine, faserige, gut begrenzte Orthoklase führen; das Gestein hatte in diesem Falle also eine porphyrische Ausbildung begonnen, dieselbe aber (infolge Verlustes an Wasserdampf als des bei der Kristallisation des Orthoklases besonders tätigen Mineralbildners?) nicht fortgesetzt, sondern sich körnig entwickelt.

An dunklen Gemengteilen weisen die Gesteine beider Gruppen auf: Augit, Hornblende, Titaneisenerz und Titanmagnetit.[2]) Die Menge derselben ist im allgemeinen eine ganz geringe, zum Teil verschwindende. Nur das Titaneisenerz kann sich (vgl. S. 56) in gewissen grobkörnigen Plagioklasapliten gelegentlich stark anhäufen. Als akzessorischer Gemengteil findet sich der in Apliten nicht seltene Schwefelkies im Aplit vom Götzenfels.

Die Hornblende findet sich sowohl als primärer Gesteinskomponent, als auch sekundär aus Augit entstanden. Dieser ist nur zu einem Teil ursprüngliche Ausscheidung, zu einem anderen Teil aber von dem aplitischen Magma aus dem Nebengestein mitgerissen; auch das Titaneisen kann nur zu einem Teil die Bezeichnung eines primären Gemengteils für sich in Anspruch nehmen; in häufigen Fällen läßt es über seine sekundäre Entstehung aus Augit und Hornblende keinen Zweifel.

An den beiden primären Silikatmineralien Augit und Hornblende fällt vor allem der Mangel einer Kristallform auf; nur im Gestein nördlich der Biegenmühle

[1]) Vgl. die Untersuchungen E. Dathes von faserigem Orthoklas des Granulits. (Beiträge zur Kenntnis des Granulits. Z. d. d. g. G. XXXIV. S. 18. ff.)

[2]) Gelegentlich in ansehnlicheren Mengen auftretender Biotit ist sekundärer Entstehung. Vgl. S. 67.

bei Niederkirchen konnte ich einige mikroskopisch kleine Augitkristalle beobachten. Gewöhnlich finden sich beide Mineralien in Gestalt kleiner nach der kristallographischen c-Achse gerne gestreckter Fragmente, die nur in dem Gestein vom Buchenknopf eine mikroskopisch etwas ansehnlichere Größe erreichen, als Einschlüsse in den Feldspäten vor, sind demnach älter als die letzteren. Nur selten werden sie von der Grundmasse umhüllt, ohne auch in diesem Falle Kristallform zu zeigen.

Hinsichtlich des Vorkommens beider Mineralien kann man erkennen, daß die Hornblende im allgemeinen die orthoklasreicheren Gesteine bevorzugt, während der Augit sich mehr an die plagioklasreicheren Gesteinsausbildungen hält: man kann sonach auch hier die schon oben angegebene Zweiteilung der Aplite in eine dioritverwandte und eine (hornblende-) granitverwandte Gruppe wahrnehmen.

Der Augit ist unterm Mikroskop farblos mit einem Stich ins Grünliche und monoklin. Die gleichfalls monokline Hornblende zeigt im allgemeinen parallel c eine blaugrüne bis schwärzlichgrüne Färbung, während sie senkrecht dazu gelblich bis gelbgrün gefärbt erscheint. Selten kann man an ihr eine an Biotit erinnernde Absorption von bräunlich zu fast nelkenbraun beobachten.

Die primäre Hornblende hat zum Teil sich recht frisch erhalten, hingegen der Augit nur selten durch Frische ausgezeichnet ist. Die Umsetzung beider Mineralien führt zur Bildung von Chlorit, Biotit, Eisenoxyd, Titaneisen und Titanit. Für den Augit ist auch noch eine recht häufige Umbildung zu faseriger Hornblende ($c : c = 20^0$) bemerkenswert, welche dieselben übrigen optischen Eigenschaften wie die primäre, nicht faserige Hornblende aufweist.

Der Chlorit ist selten lichtgrünlich, zumeist gelbgrün gefärbt, blättrig struiert und seines hohen Eisengehalts wegen durch leuchtende Interferenzfarben ausgezeichnet; er wuchert gerne über die Grenzen der von ihm ersetzten Mineralien hinaus und findet sich auch, wohl durch zirkulierende Lösungen verschleppt, in Lücken der Gesteine abgesetzt vor. Randliche Umbildung von Chlorit oder auch von Augit oder Hornblende zu Biotitschmitzchen ist zuweilen zu bemerken.

Dunkles Roteisenerz ist eine häufige und oft ansehnliche Ausscheidung bei der Chloritisierung von Augit und Hornblende; ebenso ist die Cloritisierung mit einer Bildung von Titaneisen und Titanit verbunden, welch beide aber auch ohne Vermittlung des Chlorits sich mit Hornblende, noch mehr aber mit in Hornblendeumbildung befindlichen Augit vergesellschaftet finden und das ehemalige Silikat ganz zu überwuchern vermögen.

Im Gestein vom Buchenknopf erreichen diese Titaneisen- und Titanitneubildungen hervorragende Schönheit. Das Titaneisen findet sich in mikroskopisch ansehnlichen schwarzen Körnern, zuweilen mit Andeutung einer Kristallform und oft durch klaffende Spaltrisse nach dem Rhomboeder ausgezeichnet, wobei die Spalten durch sekundären Titanit ausgefüllt sind; bei der nicht seltenen völligen Umbildung des Titaneisens zu Titanit setzen sich die Pseudomorphosen aus — nach dem Rhomboeder angeordneten — Titanitleistchen zusammen.

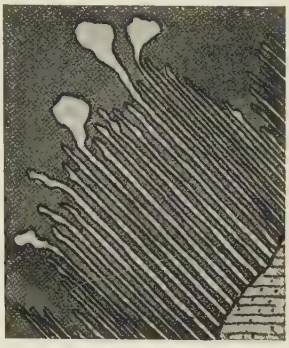
Der Bestand der dunklen Ausscheidungen wird durch primäres Titaneisen und durch Titanmagnetit ergänzt. Ersteres bevorzugt besonders die plagioklasreicheren Aplite, wo es zuweilen sich ansehnlich anhäufen kann und die bekannte Leisten- und Blättchenform bis zu mehreren Millimetern Größe unterm Mikroskop zeigt; der Titanmagnetit, kenntlich an seiner Ausbildung in Form von kleinen Oktaedern und rundlichen Körnchen, findet sich mehr in den orthoklasreichen Apliten.

Den spießigen Kriställchen oder hexagonalen Querschnitten des Apatits begegnet man allenthalben in den Feldspäten und in der Grundmasse.

Für das Aplitgestein vom Götzenfels (Eisenbahneinschnitt) ist auch ein nicht unbedeutender Gehalt an Pyrit, der sich als Ausfüllung von feinen Spältchen im Gestein findet, zu nennen.

Die farbigen Gemengteile Hornblende und Augit treten nur in einer Generation auf; sie finden sich daher nicht mehr in der Grundmasse der porphyrisch entwickelten Aplite. Der Feldspat jedoch ist, wenn auch nicht individualisiert, auch ein Bestandteil der Grundmasse, indem er in gesetzmäßiger Verwachsung mit Quarz als Mikropegmatit den einen Hauptbestandteil derselben darstellt, während der zweite durch Quarz selbst gebildet wird.[1])

Die Menge der Grundmasse ist in keinem Falle eine bedeutende; Stellen in den Präparaten, an denen, wie in Fig. 16, sie sich über einen größeren Teil des Gesichtsfeldes erstreckt, sind ziemlich selten. Die schon früher erwähnte Neigung der Feldspateinsprenglinge zu Aggregatanordnung bewirkt, daß die Grundmasse vielfach auf kleinere eckige Partien zwischen den Feldspäten zurückgedrängt wird. In dem Maße als diese Neigung zunimmt, tritt der Mikropegmatit von der Zusammensetzung der Grundmasse zurück, im weiteren Verfolg erinnert nur mehr ein bescheidener Rest von Grundmassequarz, nach Art der sogenannten „Resteckenausfüllungen" der Cuselite kleine Lücken zwischen den Feldspäten auszementierend, an eine porphyrische Struktur und schließlich kann auch der Quarz ganz verschwinden: die Gesteinsstruktur ist körnig geworden.



Figur 17.
Mikropegmatitische Durchwachsung von Feldspat mit Quarz.
Aplit von Niederkirchen.
Dünnschliffbild: $(\frac{800}{1})$.
Nicols gekreuzt.

Wo in hypidiomorphen Feldspataggregaten, wie im Aplit vom Buchenknopf bei Niederkirchen, der Quarz in erheblicherer Menge sich als Zwischenfüllmasse vorfindet, neigt er zur Korrosion der Feldspäte (anscheinend nur der Plagioklase), in die er die seltsamsten Scharten und Buchten einnagt und sich sogar im Innern der Feldspäte ausbreitet; hierdurch bildet sich nicht selten eine Pseudomikropegmatitstruktur heraus, die sich von der echten dadurch unterscheidet, daß der vom Quarz durchnagte Feldspat älterer Entstehung als der Quarz ist und daß dieser nicht gesetzmäßige Durchwachsungsformen zeigt.

Der Grundmassequarz bildet buchtig ineinander verzahnte Komplexe mit zahlreichen nicht orientierten Flüssigkeitseinschlüssen; nicht selten ist er anomal optisch zweiachsig und teils scharf von dem Mikropegmatit der Grundmasse getrennt, teils durch Übergänge mit diesem verbunden. Seinem ganzen Auftreten nach ist er die letzte Ausscheidung der Grundmasse. Er schied sich erst aus als aller verfügbarer Feldspat zur Bildung des Mikropegmatits aufgebracht war.

Der Mikropegmatit der Grundmasse bietet das bekannte Bild: in einem Feldspatuntergrund (Orthoklas, Anorthoklas und Plagioklase [?]) sind zahlreiche parallele Quarzstengelchen eingelassen (vgl. Fig. 17), die im Querschnitt phantastisch-eckige oder schriftzeichenähnliche Umrisse aufweisen. Häufig sind sie senkrecht zu den Kanten der Feldspateinsprenglinge — gleich den Fransen eines Teppichs — (vgl. Fig. 16) angeordnet und heben sich scharf davon ab. In anderen Fällen, die bereits früher Erwähnung fanden, ist der Mikropegmatit durch Übergänge mit den Einsprenglingsfeldspäten verbunden, ein Anzeichen des Verfließens der Bildungszeit der Einsprenglinge mit der der Grundmasse.

[1]) Das Auftreten des Quarzes nur als Letztausscheidung und in der Grundmasse stellt unsere Aplite in Gegensatz zu der Mehrzahl der bekannten aplitischen Gesteine.

Die mineralische Zusammensetzung der Grundmasse bringt es mit sich, daß sie im allgemeinen in ziemlicher Frische, nur etwas mit Eisenoxyd bestäubt, dem Auge sich darbietet.

Anhang.

Die Intrusion der Aplite in den tholeyitischen Gabbrodiabas von Niederkirchen, vom Götzenfels bei Ebernburg und in den Cuselit vom Potschberggipfel unmittelbar nach der Bildung dieser Gesteine begünstigte in häufigen Fällen, wie des öfteren bisher erwähnt wurde, eine innige Verlötung derselben mit dem aplitischen Magma, die interessant genug ist, um ihrer noch mit einigen Worten zu gedenken. Bei aller Innigkeit der Durchmengung des Nebengesteins mit dem aplitischen Schmelzfluß lassen sich doch noch mit geringer Mühe beide Gesteinsarten makroskopisch und mikroskopisch auseinanderhalten. Im allgemeinen war die schlierige Verlötung der Aplite mit dem Nebengestein nicht mit einer völligen Verwischung der vermengten Gesteine verbunden. Das gilt besonders für die grobkörnigen gabbrodiabasischen Nebengesteine, deren dunkle Fragmente sich von dem roten Kitt der Aplite deutlich schon makroskopisch abheben; die Verwebung des Aplitmagmas mit dem feinkörnigen Cuselitnebengestein am Gipfel des Potschberges ist eine weitergehende, die ein Auseinanderhalten beider Gesteine auch unterm Mikroskop etwas erschwert. Eine mechanische Zertrümmerung des Nebengesteins durch den empordringenden aplitischen Schmelzfluß konnte nur an Proben vom Götzenfels beobachtet werden. Es zeigt sich vorzugsweise der Augit des Gabbrodiabases zerbrochen und zermalmt und durch die Einwirkung des Aplitmagmas in Biotit umgewandelt.

Proben derartiger Mischgesteinsbildungen aus dem Gabbrodiabassteinbruch südlich von Niederkirchen lassen folgendes erkennen: Zwischen den Feldspat-Augitkomplexen des Gabbrodiabases treten an vielen Stellen in den Präparaten mehr oder minder ansehnliche Partien des Aplitgesteins als Ausgußmasse, in normaler Weise, mit Ausnahme des Mangels an Augit und Hornblende, entwickelt, auf; wo der Raum zur Auskristallisation der Feldspäte des Aplits fehlte, breitete sich die Feldspatsubstanz als formloser Kitt in den Zwischenräumen der Gabbrodiabasfragmente aus; der Rest der noch nicht ausgefüllten Lücken wurde schließlich von der Grundmasse des Aplits, dem Mikropegmatit und Quarz auszementiert.

Unter diesen Erscheinungen erheischt besonderes Interesse der Umstand, daß der Feldspat des Aplitmagmas bei Mangel am nötigen Kristallisationsraum unkristallisiert selbständig Hohlräume zwischen den Gabbrodiabasgemengteilen auszugießen vermag. Er verwächst hierbei sehr innig mit den Feldspäten des Nebengesteins, von welchen er sich, abgesehen von der Eisenoxydbestäubung, durch den Mangel an Kristallandeutung und an Spaltbarkeit, sowie durch eine veränderte Auslöschung unterscheidet. Sein ganzes Aussehen deutet auf Orthoklas.

Bemerkenswert ist fernerhin, daß auch außerhalb der Verlötungszone die feldspätige Lösung auf ziemlich weite Strecken im Gabbrodiabasgestein imstande war, ihren flüssigen Zustand zu wahren. Es liegt mir eine Gesteinsprobe vor, die, mitten aus der Wand des Gabbrodiabases entnommen, 1—2 m von den nächsten Aplitgängen entfernt, durch eine Injektion mit Feldspat ausgezeichnet ist, die ihren Weg in dem an dieser Stelle mechanisch unverletzten Gestein, wie das mikroskopische Bild in schöner Weise zeigt, auf feinsten Rissen und Sprüngen nahm und von diesen aus rings in das Nebengestein weiter eindrang. Daß die feldspätige Lösung trotz einer mikroskopisch feinen Verästelung ihren flüssigen Zustand im Nebengestein so lange bewahren konnte, war durch die Wärme des eben erumpierten Nebengesteins bedingt, aber auch durch einen großen Reichtum der Feldspatlösung an Wasserdampf, als dem vorwiegenden Mineralbildner des Aplits.

An den Wasserdampfreichtum der Feldspatlösung knüpft sich weiterhin eine mikroskopisch deutlich wahrnehmbare Erscheinung. Bei der endlichen Verfestigung der Feldspatlösung wurde nämlich der Überschuß an Wasserdämpfen ausgestoßen, wodurch der Feldspat mit zahlreichen Lücken durchsetzt wurde. — Nur so läßt sich erklären, daß fast stets die genetisch ältere Feldspatsubstanz mit dem Quarz aus der Aplitgrundmasse so vergesellschaftet ist, daß letzterer sich in scharfeckigen Gebilden in jenen eingelassen findet. Der Quarz drang auf dem von der Feldspatlösung gewählten Weg ins Nebengestein nach, um auf dem ganzen Weg den kavernösen — bereits verfestigten — Feldspat auszuzementieren.

Der zwischen den Gabbrodiabasgemengteilen eingedrungene Mikropegmatit der Aplitgrundmasse berührt niemals die fremden Feldspäte, sondern ist stets durch eine schmale Schicht neugebildeten orthoklastischen Feldspats, der jene wie eine Kruste umgibt, davon getrennt.

Im Gegensatz zu der Vermischung der Aplite mit dem Niederkirchner tholeyitischen Gabbrodiabas, die sich auf eine mechanische Durchtränkung desselben ohne besondere chemische Beeinflussung beschränkte, war das Zusammentreffen des orthoklasreichen Aplits mit dem Götzenfelser Gabbrodiabas und Tholeyit mit einer Einschmelzung von Augit und einer Neubildung von Biotit aus diesem verbunden. Dieser findet sich vor allem im Aplit selbst in Form zahlreicher, oft gut begrenzter brauner Blättchen (Absorption: gelbbraun zu braunrot; deutlich zweiachsig) eingeschlossen in den Feldspäten und umhüllt von der Grundmasse. Er verdankt seine Anwesenheit im Aplitgestein der Auflösung kleinster Augitteilchen aus dem Nebengestein und der Wiederausscheidung des Magnesiumeisensilikates, unter Wasseraufnahme aus dem Aplitmagma, als Biotit.

Die größeren, gewöhnlich stark zertrümmerten Augite des Nebengesteins, die der Aplitschmelzfluß nicht imstande war als Ganzes zu resorbieren, erfuhren eine teilweise Umbildung zu Biotit durch das in die Risse und Lücken der deformierten Augite eindringende azide Magma. Der Biotit findet sich daher in Schwärmen in den Augitkörnern oder in längeren durch diese ziehenden und sich mitunter über sie hinaus erstreckenden Flasern. Die in Schwärmen angeordneten Biotitfläserchen sind häufig optisch gleichsinnig orientiert, ein Zeichen, daß sie einem einzigen, das Augitkorn durchdringenden Biotitindividuum angehören.

Die Kraft des Magmas zur Bildung des Biotits infolge der Augitresorption mußte sich in ganz kurzer Zeit erschöpft haben, da sich neben dem Biotit der normal älteste Gemengteil des Aplits, der Feldspat (Orthoklas) als Ausfüllung der Risse und Lücken in den Augitkörnern des Nebengesteins findet.

Die Intrusion der Aplite in die erwähnten Gesteinskomplexe ist sicher eine weit intensivere gewesen, als sie nach den wenigen Funden von aplitischen Gesteinen sich nach außen hin kundgibt. Dafür sprechen wenigstens eine Anzahl von Gesteinsproben aus der engeren und weiteren Umgebung des Niederkirchner Massivs, die man als mit Quarz durchtränkte Tholeyitgesteine bezeichnen muß, wobei der Quarzgehalt wegen der zeitlich eng aufeinanderfolgenden Bildung der Tholeyite und Aplite oft durchaus den Eindruck eines primären Gemengteils, ganz nach Art der Resteckenausfüllung der Cuselite, macht. Ohne vorherige Kenntnis der merkwürdigen Beeinflussung der basischen Gesteinskomplexe durch die sauren Aplite könnte man fast verleitet werden, bei den quarzführenden Tholeyiten von einer Hinneigung zum Cuselithabitus zu sprechen. Inwieweit nun in der Tat die aplitischen Intrusionen bei etwa noch nicht verfestigten tholeyitischen Gesteinen die Herausbildung eines neuen Gesteinstypus von cuselitischem Habitus veranlassen konnten, entzieht sich bisher der Kenntnis. Jedenfalls sei der Gedanke

erwähnt in Hinsicht auf die mit den gabbrodiabasischen und tholeyitischen Gesteinen von Niederkirchen genetisch verbundenen Cuselitvorkommnisse (vgl. S. 44).

Zum Schluß möge noch bemerkt sein, daß der bei Gelegenheit der Schilderung des Gabbrodiabases von Niederkirchen mit erwähnte sekundäre Epidot in diesem Gestein sich auch auf Klüften und Sprüngen der darin aufsetzenden Aplite findet. Der thermale Prozeß, dem der Epidot (und wohl auch die mit ihm sich findenden Zeolithe) seine Bildung verdankt, stellt somit die letzte Phase in der mit so interessanten petrographischen Erscheinungen verbundenen Eruption des Gabbrodiabases und Tholeyits von Niederkirchen dar.

Es gelangten zur Untersuchung:

I. Plagioklasreiche, grobkörnige Aplite. Fundorte: vom Buchenknopf bei Niederkirchen — nördlich der Biegenmühle bei Niederkirchen — Heimkirchen. (In tholeyitischem Gabbrodiabas und tholeyitischem, ophitischen Diabas aufsetzend.)

II. Orthoklasreiche Aplite mit Hinneigung zum Granophyrhabitus. Fundorte: Beckenbacher Berg bei Niederkirchen — Niederkirchen — Steinbruch südlich von diesem Ort (drei Proben) — Sattelberg nördlich von Niederkirchen — Judenfriedhof östlich von diesem Ort — vom Götzenfels bei Ebernburg (vier Proben). (Sämtliche in tholeyitischen Gabbrodiabasen und tholeyitischen, ophitischen Diabasen auftretend.) — Gipfel des Potschbergs (Gangbildung im Cuselit).

Schluß.

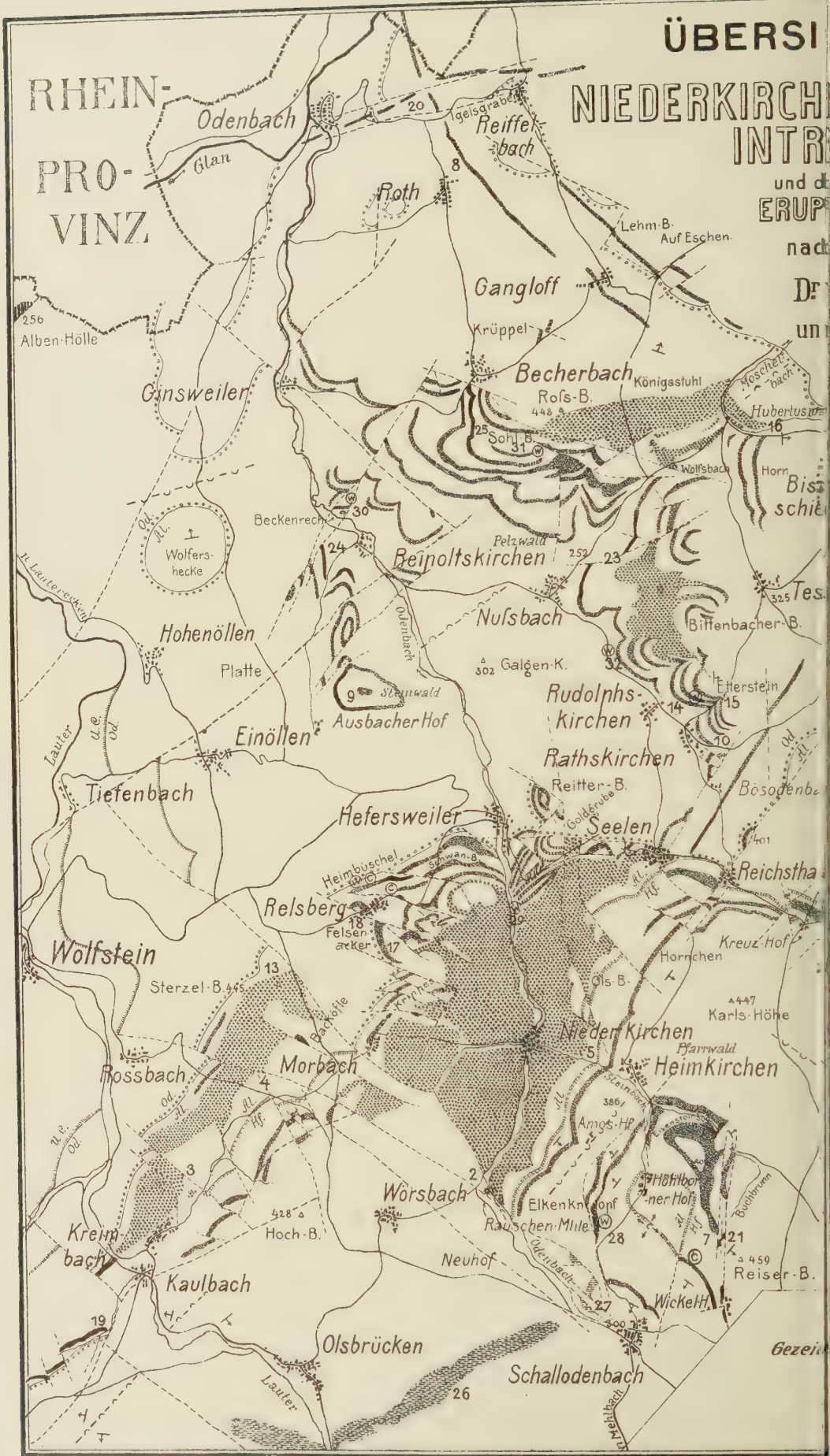
Faßt man die Ausbeute der vorstehenden Untersuchungen zusammen, so läßt sich darüber folgendes sagen: Der Hauptteil derselben mußte sich — bei einem so reich durchforschten Gegenstand — darauf beschränken, das Vorkommen der für den preußischen Anteil des Saar-Nahe-Gebietes durch zahlreiche Untersuchungen bereits festgelegten Eruptivgesteinstypen auch für ein größeres Gebiet auf bayerischem Boden zu erweisen und das Gesamtbild dieser Gesteine durch neuaufgefundene mikroskopische Eigentümlichkeiten zu vervollständigen. — Eine nicht uninteressante Bereicherung unseres Wissens über die Mannigfaltigkeit in der Erscheinungsform der rheinpfälzischen Eruptivgesteine stellt meines Erachtens die Konstatierung von aplitischen Gängen an einigen Punkten des Untersuchungsgebietes dar, Gesteine, die zwar schon von Gümbel beobachtet, aber in ihrem Wesen von ihm verkannt worden sind.

Im übrigen leitete mich bei meinen Untersuchungen der Ausspruch K. A. Lossens, daß das „nächste Ziel der Petrographie“ sei, den „geologischen Wert der einzelnen Strukturformen der Massengesteine zu bestimmen“ (loc. cit. S. 320). Freilich können die vorstehenden Untersuchungen kein abschließendes Urteil über die geologische Bewertung der Struktureigentümlichkeiten der untersuchten Gesteine geben. Schon die Beschränkung der Untersuchungen auf nur einen Teil des geologisch und petrographisch so wechselvollen rheinpfälzischen Eruptionsgebietes hindert hieran nicht unwesentlich. Und auch auf einem kleineren Gebiete macht sich die Ungunst der natürlichen Verhältnisse für die Beobachtung vielfach empfindlich

geltend. Ich bin mir deshalb wohl bewußt, daß die vorliegende Abhandlung, trotzdem sie sich auf eingehende geologische Beobachtungsresultate von anderer Seite stützen durfte und das Material an Dünnschliffpräparaten recht umfangreich war, keine lückenlose Darstellung der strukturellen Beziehungen der untersuchten Eruptivgesteine und des Funktionswertes ihrer mineralischen Zusammensetzung und ihrer Struktur in der geologischen Erscheinungsform zu geben vermag. Künftige Untersuchungen, besonders an den eruptiven Gebilden des Nordost-Teils des rheinpfälzischen Eruptivgebietes, werden wohl imstande sein, manche dieser Lücken auszufüllen. Vorliegende Arbeit aber darf nur den Anspruch auf die Bezeichnung erheben von „Beiträgen zur mikroskopischen Kenntnis der basischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz.“

Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
Einleitung	1—4
Allgemeine Petrographie	4—7
Abkömmlinge eines Gabbromagmas	7—34
I. Diabas mit gabbroähnlicher Struktur (Gabbrodiabas)	8—12
II. Diabasporphyrit	12—14
III. Diabase mit subkristallinischer bis glasähnlicher Zwischenklemmungsmasse (Tholeyitische Diabase, Tholeyite)	14—26
IV. Basaltische (glasreiche) Melaphyre	26—32
Anhang	32—34
Abkömmlinge eines dioritischen Magmas	34—68
V. Andesitische Porphyrite (Weiselbergite)	36—42
VI. Kersantitähnliche Augitporphyrite (Cuselite)	43—50
Anhang: Der Cuselitgang im Niederkirchner Gabbrodiabas	50—54
VII. Augitsyenitporphyr	54—55
VIII. Aplitische Gangbildungen	56—66
Anhang	66—68
Schluß	68—69
Übersichtskarte.	


ÜBERSI
NIEDERKIRCH
INTR
und d
ERUP
nach
Dr
un
RHEIN-
PRO-
VINZ
Odenbach
Glan
Reiffel-
bach
Roth
Lehm-B.
Auf Eschen
Gangloff
Krüppel
Becherbach
Königsstuhl
Ross-B.
Sohl-B.
Moschel-
bach
Hubertus
Wolfsbach
Horn
Alben-Hölle
Ginsweiler
Beckenrech
Wolfers-
hecke
Pelzwald
Reinoltskirchen
Nussbach
Bittenbacher-B.
Hohenöllen
Platte
Galgen-K.
Etterstein
Rudolphs-
kirchen
Ausbacher Hof
Einöllen
Rathskirchen
Reitter-B.
Tiefenbach
Hefersweiler
Seelen
Heimbüschel
Schwan-B.
Reichstha
Relsberg
Felsen-
acker
Wolfstein
Kreuz-Hof
Hornchen
Sterzel-B.
Ols-B.
Karls-Höhe
Nieder Kirchen
Pfarrwald
Heimkirchen
Morbach
Rossbach
Amos-Hf.
Wörsbach
Elkenkn
Rauschen-Mühle
Höhlbor-
ner Hof
Buchbrunn
Kreim-
bach
Hoch-B.
Neuhof
Reiser-B.
Kaulbach
Wickel-H.
Olsbrücken
Schallodenbach
Lauter
Mehlbach
Gezei

TSKARTE

er die

I-BECHERBACHER
SIVMASSE

r benachbarten
VORKOMMEN

n Aufnahmen
von
onAmmon
O.M.Reis.
1:75000

nd petrographisch ausgeschieden

on Matthäus Schuster.

ZEICHEN-ERKLAERUNG:

Effusivgesteine im Unteren Ober-Rotliegenden.

Deckendiabase mit glasiger Mesostasis (Deckentholeyite) - Oberes Lager.

Basaltischer (glasreicher) Melaphyr - Unteres Grenzlager (Grenzlager im eigentlichen Sinne).

Intrusivgesteine im Unteren Rotliegenden.

Tholeyitischer Gabbrodiabas.

Tholeyitische ophitische Diabase mit Hinneigung zu porphyritischer Struktur.

Melaphyrische Entwickelungsformen tholeyitischer Intrusivgesteine.

Kersantitähnliche Augitporphyrite (Cuselite).

Augitsyenitporphyr (am „Krüppel" zwischen Becherbach und Gangloff).

(C) Örtliche Ausbildung von Cuselit in tholeyitischen Intrusivgesteinen.

(W) Weiselbergitartige Entwicklungsformen von Cuseliten oder von tholeyitisch-melaphyrischen Intrusivgesteinen.

U. C. Od. Grenzlinie zwischen den Unteren Cuseler- und Odenbacher Schichten.

Od. Al. " zwischen den Odenbacher- und Alsenz-Schichten.

Al. Hf. " " " Alsenz- und Hofer Schichten.

Verwerfungslinien.

Sattellinie.

Muldenlinie.

Einfallende Schichten.

Horizontallagernde Schichten.

Kuppelförmiger Bau.